Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark

Von

Arthur Marchet

(Mit 1 Tafel und 16 Textfiguren)

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Wien

(Vorgelegt in der Sitzung am 2. Juli 1931)

I. Einleitung.

Topographie.

An der Bahnstrecke Graz—Budapest liegt 54 Bahnkilometer von der steirischen Landeshauptstadt entfernt im Raabtal der Ort Feldbach. Von hier führt eine seit kurzem eröffnete Zweigbahn nach dem Kurort Gleichenberg, der etwa 9 *km* Luftlinie weiter im S liegt. Schon ein Blick von einem der Hügel aus pontischen Schichten, die das Raabtal bei Feldbach begleiten, belehrt uns, daß im S bei Gleichenberg geologische Kräfte im Spiele waren, verschieden von denen, die das Hügelland zu unseren Füßen geschaffen haben. Schroffere Formen zeichnen die waldbedeckten Kuppen dort aus, die bis 600 *m* S.-H. erreichen und das pontische Hügelland um etwa 200 *m* überragen. Sie sind das Werk vulkanischer Vorgänge, deren letzte Äußerungen die Heilquellen des Kurortes darstellen.

Gräben zerteilen das aus Eruptiven aufgebaute Bergmassiv in mehrere Kuppen und Rücken, deren Kulminationspunkt der Gleichenberger Kogel mit 596 *m* S.-H. darstellt. Westlich von ihm sehen wir die tiefeingeschnittene »Klause«, durch die die Straße zum Kurort führt, im W begrenzt durch den steilen Hang des Gleichenberger Schloßberges, dessen Eruptiva weiter im W unter sarmatische Schichten hinabtauchen. Im O des Gleichenberger Kogels erhebt sich durch einen Sattel von etwa 450 *m* S.-H. getrennt der Bscheidkogel (zirka 510 *m* S.-H.), dessen Begrenzung im O der nach S streichende Eichgraben bildet. Ein flacher Sattel, von dem der Eichgraben ausgeht, verbindet den Bscheidkogel mit dem Weinkogel (Prangerleiten) im O. Vom Weinkogel ziehen sich zwei durch einen kleinen Graben getrennte Rücken nach S, der eine (westliche), der Rücken von Absetz, bildet die Ostseite des Eichgrabens, der andere wird durch den Schaufelgraben im O begrenzt. Hier tauchen die Eruptivgesteine wieder unter die sarmatischen Schichten unter. Der oberste Teil des Schaufelgrabens ist bereits in solche eingeschnitten.

Am Südfuß des Gleichenberger Kogels liegt der Kurort Gleichenberg. Die geschlossene Eruptivmasse hat ungefähr trapezförmige Gestalt.[1] Die Nordgrenze verläuft ungefähr O—W bei einer Länge von etwa $3^1/_4$ *km*, die Südgrenze parallel dazu bei einer Länge von etwa $2^1/_2$ *km*. Die Ostgrenze liegt ziemlich genau N—S mit einer Länge von zirka $2^1/_4$ *km*, während die Westgrenze unregelmäßig gestaltet, annähernd NNW—SSO verläuft. Von dem geschlossenen Eruptivgebiet durch Erosion abgetrennt, liegt im S die isolierte Kuppe des Praterwaldes, die an den Kurort östlich angrenzt. Isoliert von der Hauptmasse ist auch die Kuppe, die bei Gossendorf unter den sarmatisch-pontischen Schichten herauftaucht und etwa $^3/_4$ *km* nördlich von der Nordostecke des Hauptmassives liegt.

Vulkantektonik.

Bezüglich des Aufbaues des Gleichenberger Eruptivgebietes sei hier nur das Wichtigste hervorgehoben. A. Winkler[2] hat nachgewiesen, daß die Angaben von A. Sigmund[3] einer Richtigstellung bedürfen. Die Hauptmasse des Gleichenberger Eruptivgebietes, ausgenommen den Liparit vom Schaufelgraben, hielt A. Sigmund seinerzeit für eine einheitlich gebildete Eruptivmasse, die sich durch Differenzierung in eine saure Kernpartie (Trachyte) schied, und in eine basischere Randzone (Andesite, Andesitoide, trachytoide Andesite nach Sigmund's Bezeichnung).

Durch die geologische Aufnahme von A. Winkler[2] wurde nachgewiesen, daß die verschieden zusammengesetzten Gesteine auch zu verschiedenen Zeiten sich bildeten. Winkler äußert sich darüber[4]: »Es konnte festgestellt werden, daß hier nicht ein zeitlich einheitlicher Eruptivkörper vorliegt, sondern daß mächtige, übereinander geflossene, zähflüssige Magmen vorhanden sind, die durch Eruptivbreccien und Tuffe und Lavazwischenschaltungen vielfach gegliedert erscheinen. Weiters zeigte es sich, daß der »Kern« des Berges nicht aus Trachyt gebildet wird, sondern daß über kompakten Andesiten, über Andesitbreccien und Laven mächtige trachytische Laven und Eruptionsbreccien aufliegen. Die Trachyte haben sich also als die jüngere Lavaförderung erwiesen.« Nach diesen Feststellungen Winkle'rs sind auch die Angaben, die F. Angel[5] in Anlehnung an A. Sigmund's Anschauungen veröffentlichte, zu revidieren.

---

[1] Siehe Geolog. Spezialkarte von Österreich, Blatt Gleichenberg, Zone 18, Kol. XIV, Nr. 5256, aufgenommen von A. Winkler in den Jahren 1912—1913 und 1920—1924.

[2] A. Winkler, Erläuterungen zur Geolog. Spezialkarte d. Rep. Österreich, Blatt Gleichenberg; Wien, Geol. Bundesanst., 1927.

[3] A. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg; Tscherm. Min.-Petr. Mitt., *21*, 1902, 261—307.

[4] l. c., p. 70.

[5] F. Angel, Gesteine der Steiermark; Mitt. d. Naturwiss. Ver. f. Steiermark, Graz, *60*, *B*, 1924, 101. Es sei hier auch darauf hingewiesen, daß die a. gl. O., p. 102,

Die geologische Stellung des oben erwähnten Liparits vom Schaufelgraben ist infolge der Bedeckung der Kontakte mit tertiären Sedimenten weniger sicher anzugeben. Aus dem Vorkommen von Einschlüssen von basischeren Gleichenberger Eruptiven im Liparit schließt Winkler[1], daß die Lipariteruption wahrscheinlich die jüngste Eruption darstellt. »Zuerst wurden Andesitgesteine geliefert, dann erfolgten Brockentufferuptionen mit fortdauerndem Lavafluß, hierauf vollzog sich der Übergang zu trachytischen Lavamassen, die von mächtigen Explosionen begleitet waren. Schließlich trat anscheinend erst der Quarztrachyt auf, welcher nach einer anfänglichen Explosion (Tuffeinschlüsse!) seine Lavamassen zutagetreten ließ. Die Altersfolge entspricht der bekannten Regel (Brögger!) basisch-sauer. «[2].

Was die Verbreitung der Gesteine anbelangt, ist zu bemerken, daß die basischeren Typen namentlich im nördlichen Teil des Gebietes bloßgelegt sind, während sie in der südlichen Hälfte von Gesteinen trachytischer Zusammensetzung überdeckt erscheinen, die auch die Gipfelpartie der höchsten Erhebungen aufbauen. Trachytische Zusammensetzung hat auch die oben erwähnte Kuppe des Praterwaldes. Im nördlichen Teil finden sich trachytische Gesteine selten. A. Winkler[3] hat inmitten der basischeren Gesteine am Nordfuß des Bscheidkogels eine Trachytpartie festgestellt, die er als »spalten- oder schlotförmigen Durchbruch« deutet. Weiter im N trifft man, wie oben erwähnt, bei Gossendorf eine isolierte kleine Eruptivmasse, die aus Trachyt besteht. Winkler vermutet[4], daß es sich bei ihr um einen Rest der nach N abgeflossenen trachytischen Laven handelt. Derzeit läßt sich die Richtigkeit dieser Annahme allerdings noch nicht beweisen.

Petrographische Ergebnisse früherer Arbeiten.

Seit etwa hundert Jahren sind die vulkanischen Gebilde in Oststeiermark Gegenstand geologischer Erforschung. Mit den vorsarmatischen Eruptiven bei Gleichenberg haben sich unter den älteren Forschern namentlich L. v. Buch, M. J. Anker, P. Partsch, F. Unger, A. v. Morlott, F. v. Friedan, C. Daubeny, G. Bischof, K. J. Andrae, D. Stur beschäftigt[5], die die Gesteine als Trachyte

gegebene Übersicht der Ergußgesteine einige schwere Fehler enthält. Pazifische Basalte, Diabas, Melaphyr, Augitit und Hornblendit enthalten doch nicht Quarz!

[1] l. c., p. 75.

[2] Sigmund und nach ihm Angel hielten den Liparit für das älteste Glied der Reihe.

[3] l. c., p. 72.

[4] l. c., p. 72, 73.

[5] L. v. Buch, Über einige Berge der Trappformation der Gegend von Gr Abh. d. Akad. d. Wiss., Berlin, 1818, 1819 u. 1820.

M. J. Anker, Kurze Darstellung d. min.-geogn. Gebirgsverhältnisse der Steiermark; Graz, 1835.

P. Partsch, Geogn. Skizze der Umgebung der Gleichenberger Sauerbrunnen in Langer's Heilquellen des Tales Gleichenberg in Steiermark; Graz, 1836.

bezeichneten und auch den Liparit des Schaufelgrabens schon kannten. Von E. Hussak[1] wurden Gleichenberger Eruptiva zuerst mikroskopiert. Er unterscheidet neben Trachyt und Rhyolith auch Augitandesite. Auch von M. Kispatič[2] stammt eine mikroskopische Beschreibung von einigen Gesteinen des Gebietes, die er alle als Augitandesite bezeichnete. Am eingehendsten hat sich A. Sigmund[3] mit der petrographischen Bearbeitung des Gebietes befaßt. In seiner Arbeit, der auch eine geologische Kartenskizze beigegeben ist, unterscheidet er eine größere Zahl von Gesteinstypen:

1. Biotit-Augit-Trachyte (Gleichenberger- und Bscheidkogel, Kuppe bei Gossendorf).
2. Biotit-Hypersthen-Trachyte (Südfuß des Gleichenberger Kogels, Südecke des Schloßberges).
3. Trachytoide Biotit-Andesite (Praterwald, Südende des Absetzer Rückens).
4. Trachytoide Biotit-Augit-Andesite (Südfuß des Gleichenberger und des Bscheidkogels).
5. Biotit-Andesitoid (Nordwestfuß des Gleichenberger Kogels).
6. Biotit-Augit-Andesitoid (Westhang am Nordende der Klaus, Ostfuß des Bscheidkogels).
7. Hypersthen-Biotit-Andesitoid (Westhang am Nordende der Klause, Schloßbergplateau).
8. Hypersthen-Glimmer-Andesit (Nordfuß des Gleichenberger und Bscheidkogels, Weinkogel).
9. Biotit-Andesit (Weinkogel, Höhe des Absetzer Rückens).

F. Unger, Reisenotizen vom Jahre 1838; Steierm. Zeitschr., N. F., *5*, 1839.
Derselbe, Geogn. Skizze der Umgebung von Graz in Schreiner's Gräz; Graz, 1843.
A. v. Morlott, Resultat der Analyse der Trachytes Gleichenberg; Haidinger's Berichte, 1847, *2*, 236 u. 336.
Derselbe, Augitandesit aus der Klamm bei Gleichenberg in Roth, Gesteinsanalysen, 1861, *1*, 19.
F. v. Friedan, Skizze des Trachytvorkommens bei Gleichenberg; Haidinger's Berichte, 1849, *5*, 238.
Derselbe, Über einen Alaunfels von Gleichenberg; Wöhler Liebig's Annalen, 1850, *76*, 106.
C. Daubeny, Die noch tätigen und erloschenen Vulkane, nach deren Verbreitung und wichtigsten Verhältnissen, bearb. v. G. Leonhard, Stuttgart, 1850, 87.
G. Bischof, Lehrbuch d. chem. u. physik. Geologie, 1851, *2*, 2192—2194.
K. J. Andrae, Bericht über die Ergebnisse der geognostischen Forschungen im Gebiete der Sektionen XIV, XVIII u. XIX der Generalquartiermeisterstabskarte von Steiermark; Jahrb. d. k. k. Geolog. Reichsanst., 1855, *6*, 265 u. f.
D. Stur, Geologie der Steiermark. Graz, 1871, 605—608.

[1] E. Hussak, Die Trachyte von Gleichenberg; Mitt. d. Naturwiss. Vereines für Steiermark, 1878.

[2] M. Kispatič, Über die Bildung der Halbopale im Augitandesit Gleichenberg; Tschermak's Min.-Petrogr. Mitt., 1882, *4*, 122—146.

[3] A. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg; Tschermak's Min.-Petrogr. Mitt., 1902, *21*, 261—306.

10. Biotit-Augit-Andesit (Basis und Flanken des Absetzer Rückens).
11. Augit-Andesit (Klause, Mitte des Westhanges der Birkblöße, eines nordwestlichen Vorgipfels des Gleichenberger Kogels, Südwesthang der Birkblöße.
12. Sphärolith-Liparit (Schaufelgraben).

Von den genannten Gesteinen sollen nach A. Sigmund die Trachyte durch Einsprenglinge von Sanidin und Sanidingehalt der Grundmasse, die trachytoiden Andesite durch Sanidingehalt bloß in Form von Einsprenglingen, die Andesitoide durch Sanidingehalt bloß in der Grundmasse, die Andesite durch Fehlen des Sanidins gekennzeichnet sein. Auf diese Unterscheidungen und Bezeichnungen soll später noch eingegangen werden (siehe p. 489).

F. Angel[1] gibt in seiner schon erwähnten Arbeit »Gesteine der Steiermark« eine kurze Übersicht der Gleichenberger Ergußgesteine. Auf seine Gleichstellung der Trachyte mit Ciminiten, Toskaniten und latitischen Trachyten wird auch später noch zurückgekommen werden (siehe p. 489). An Analysen waren bisher sechs ausgeführt worden, die aus den Jahren 1847, 1877, 1878 und 1881 stammen. Neuere Analysen fehlten. Im chemischen Teil sind die verwendbaren alten Analysen angeführt. F. Becke[2] besprach gelegentlich eines Vortrages in der Wiener Mineralogischen Gesellschaft die Sippenzugehörigkeit der Gleichenberger Eruptivgesteine und zeigte an Hand der alten Analysen, daß sie chemisch eine Mittelstellung zwischen den Gesteinen des Böhmischen Mittelgebirges, einer typisch atlantischen Provinz, und denen des ungarisch-siebenbürgischen Andesitgebirges, einer pazifischen Provinz, einnehmen. F. Angel[3] kam im Gegensatz hiezu zu der Ansicht, daß die Gleichenberger Eruptiva »echte Pazifiker« seien. Ich habe vor kurzem ausgeführt[4], daß Angel's Berechnung der *s*-Zahlen unrichtig ist und seine *s*-Zahlen bedeutend zu hoch sind. Dadurch ist wenigstens zum Teil erklärt, wieso Angel zu dieser falschen Meinung kam. Von Niggli[5] wurde an Hand der alten Analysen nachgewiesen, daß Gleichenberg einer »Übergangs- oder Mischprovinz« angehört. Er weist auch auf den relativ hohen K_2O-Gekalt (rel. hohe *k*-Zahlen) hin, der für Gleichenberg sehr charakteristisch ist. Niggli vermeidet auch schon auf Grund der chemischen Zusammensetzung die Bezeichnung Andesit und spricht von Trachyandesiten. De Quervain[6] streift die Gleichenberger Eruptiva nur ganz kurz und

[1] F. Angel, l. Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, Graz, 1924, *60*, *B*, 101—111.

[2] Tschermak's Min.-Petr. Mitt., 1903, 386.

[3] l. c., p. 108, 109.

[4] A. Marchet, Über ein neues Cristobalitvorkommen bei Gleichenberg in Oststeiermark; diese Sitzungsber., Abt. I, 1930, *139*, 559.

[5] P. Niggli, Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge; Schweiz. Min.-Petr. Mitt., *2*, 253.

[6] F. de Quervain, Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung; Schweiz. Min.-Petrogr. Mitt., 1927, *7*, 11.

betont, daß selbst die alten ungenauen Analysen deutlich einen »mediterranen Einschlag« erkennen lassen.

Um also in der Kenntnis des Gleichenberger Eruptivgebietes weiter zu kommen, war es notwendig, vor allem auf die Beibringung neuer Analysen zu sehen. Durch eine Subvention der Akademie der Wissenschaften in Wien, für die ich der Akademie zu großem Danke verpflichtet bin, wurde ich in die Lage versetzt, an Ort und Stelle Analysenmaterial zu sammeln. Der Erhaltungszustand der Gesteine ist leider nicht gut. M. Kispatič[1] und H. Leitmeier[2] haben in neuerer Zeit namentlich die Opalbildung zum Gegenstand ihrer Studien gemacht. Der mangelhafte Erhaltungszustand der Gesteine, die geringe Anzahl von guten Aufschlüssen auf den bewaldeten Hängen erschweren es sehr, für chemisch-petrographische Untersuchungen geeignetes Material zu erhalten. Ich möchte daher an dieser Stelle auch A. Winkler herzlichst dafür danken, daß er mir mit seiner Lokalkenntnis viel Mühe und Zeit beim Suchen nach gutem Material durch seine Führung und Ratschläge erspart hat.

II. Petrographische Beschreibung der analysierten Proben.

Für Analysenzwecke wurden fünf Proben aus dem gesammelten Material ausgewählt, die möglichst unverändert waren. Es war nicht zu vermeiden, daß einzelne Proben etwas Opalsubstanz odere andere SiO_2-Minerale als postvulkanische Bildungen in den Porenräumen enthielten. In diesen Fällen wird also der SiO_2-Gehalt etwas zu hoch sein. Um den Fehler möglichst niedrig zu halten, wurden schon bei Herrichtung des Pulvers Stücke mit größeren Porenräumen ausgeschieden. Von den fünf Proben stammen vier von älteren Ergüssen, die Winkler in der geologischen Spezialkarte als »Andesit und verwandte Gesteine« ausgeschieden hat, eine von den jüngeren »Trachyten und verwandten Gesteinen«. Nach der Kartenskizze Sigmund's sind unter den Proben drei »Andesite«, ein »Andesitoid« und ein »trachytoider Andesit« vertreten.

1. Olivin führender Biotit-Augit-Trachyandesit.

(Andesitoid nach Sigmund.)

Das Gestein stammt von dem Steinbruch am Fuße des Schloßberges nahe dem Südende der Klause. In der dichten, dunkelgrau und rötlichgrau gefleckten Grundmasse erkennt man Einsprenglinge von tafeligen Feldspaten (bis etwa 0·5 *cm* groß), von schwarzbraunen Biotiten (bis zirka 0·5 *mm*), von Pyroxenen (bis zirka

---

[1] M. Kispatič, Über die Bildung der Halbopale im Augitandesit von Gleichenberg; Tschermak's Min.-Petr. Mitt., 1882, *4*, 122.

[2] H. Leitmeier, Eine Opalbreccie von Gleichenberg; Centralblatt f. Min. usw., 1908, 716. Berichtigung hiezu, ibid., 1909, 76.

1·5 *mm*). Die Menge der Feldspateinsprenglinge überwiegt die der übrigen beträchtlich. Blasenräume, mit Opal-Chalzedon ausgekleidet, sind häufig.

Grundmasse.

Unter dem Mikroskop erscheint die Grundmasse feinkrystallin. Glassubstanz fehlt völlig. Als Gemengteile der Grundmasse finden sich Plagioklas (nach Lichtbrechung Labrador) öfters mit Albitverzwillingung in Form von schmalen (etwa 0·004 *mm*) Leisten, die eine Länge von 0·02 bis 0·03 *mm* erreichen. Sehr reichlich ist xenomorpher Sanidin vorhanden, durch seine schwache Licht- und Doppelbrechung kenntlich. In winzigen Körnchen (etwa 0·002 bis 0·004 *mm*) tritt monokliner Pyroxen auf. Reichlich vorhanden sind feinste Körnchen von Magnetit, stellenweise in rotbraun durchscheinenden Hämatit oder auch rostigbraunen Limonit umgewandelt. Dadurch wird das fleckige Aussehen der Grundmasse bewirkt. Apatit findet sich in Säulchen, die bis zu 0·25 *mm* Länge und 0·1 *mm* Dicke erreichen. Parallel der Längsrichtung zeigt er häufig stäbchenförmige Einlagerungen von schwarzer Farbe, die das Interferenzbild stark stören. Die Enden der Säulchen erscheinen aber klar. An den Stellen mit Einschlüssen ist der Apatit deutlich pleochroitisch mit $\alpha =$ rosa und $\gamma =$ graulich.

Einsprenglinge.

Feldspate (vornehmlich Plagioklas, sehr vereinzelt Sanidin), Augit, Magnesiaglimmer, Iddingsit, bastitartige Pseudomorphosen (vermutlich nach Hypersthen). Sowohl bei den Plagioklasen als auch bei den Pyroxenen kann man zwei Generationen unterscheiden, die durch verschiedene Größe ausgezeichnet sind. Bei den Plagioklasen erreicht die eine Generation etwa 5 *mm* Länge, die zweite, beträchtlich kleinere bloß etwa 0·2 bis 0·3 *mm*; ähnlich mißt bei den Pyroxenen die eine Generation bis zu 3 *mm*, die zweite bloß bis zu etwa 0·3 *mm*.

Plagioklas.

Ein Unterschied in der Zusammensetzung der beiden Plagioklasgenerationen ist nicht zu konstatieren. Doppelzwillinge nach Karlsbader und Albitgesetz, auch Periklingesetz sind recht häufig. Normale Zonenstruktur ist meist nicht stark ausgeprägt. Folgende Beobachtungen zur Bestimmung wurden gemacht:

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 27 \cdot 5°$ entsprechend 52% An.[1]
Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschung im Karlsbader-Albitzwilling $\alpha' M$, Ind. 1 30°, Ind. 2 14°, entsprechend 55% An.

---

[1] Nach Bestimmungskurven von A. Köhler, Zur Bestimmung der Plagioklase in Doppelzwillingen nach dem Albit-und Karlsbader Gesetz. Tschermak's Min.-Petrogr. Mitt., 1925, *36*, 42 bis 64.

Schnitt senkrecht opt. Achse A, deutlich opt. $+$,[1]
$AE:M = 47\cdot5°$, entsprechend 48% An.

Öfters beobachtet man bei den Plagioklasen Fortwachsungen in die Grundmasse. Hier sind dann Grundmassebestandteile massenhaft im Plagioklas eingeschlossen. Umhüllung durch parallel verwachsenen Sanidin ist häufig zu erkennen, namentlich in der Richtung der c-Achse, wo diese Hüllen breiter ausgebildet sind. Diese Sanidinhüllen sind meist mit der Grundmasse verwachsen und ebenfalls reich an Einschlüssen derselben.

Vereinzelt findet man in den Plagioklasen krystallographisch begrenzte Sanidineinschlüsse, weiters Einschlüsse von säulenförmigen Apatitkryställchen, seltener von Biotit oder Augit.

Sanidin.

Als Einsprengling tritt Sanidin nur vereinzelt in Körnern auf, denen krystallographische Begrenzung fehlt. Unter der Lupe erscheinen die Sanidine als Bruchstücke, bei stärkerer Vergrößerung erkennt man, daß diese Sanidinbruchstücke gleich den Sanidinhüllen um die Plagioklase mit der Grundmasse verwachsen und mit Grundmassebestandteilen erfüllt sind. Die Grenzen sind unregelmäßig; bald greift der Sanidin in flachen Bogen in die Grundmasse ein, bald wieder diese in den Sanidin.

Pyroxen.

Krystallformen sind nicht häufig. Gewöhnlich findet er sich in Anhäufungen von rundlichen Körnern. Öfters sieht man Zwillingsbildungen nach (100). Zonarstruktur ist durch kleine Unterschiede in der Auslöschung von Kern und Hülle und durch manchmal erkennbare blasse Grünfärbung der Hülle angedeutet.

$c\gamma = 42°$, $\gamma - \alpha = 0\cdot025$ ($\Gamma = 0\cdot405\,\mu$, $d = 16\cdot4\,\mu$).
$2\,V\gamma = 48\cdot5°$ (bestimmt im Schnitt Mittellinie-Achse).
Dispersion: Achse A keine deutliche $D.$, Achse B $\rho < v$ deutlich.

Nach diesen optischen Eigenschaften liegt diopsidischer Augit vor. Als Einschluß im Augit tritt häufig Biotit auf. Öfters ist in diesen Fällen nachzuweisen, daß die Biotite mit dem Wirt orientiert verwachsen sind. Sie löschen untereinander gleichzeitig aus und haben die Spaltfläche parallel (100) des Augites, respektive α senkrecht (100) des Augites liegen.

Biotit.

Die sechsseitigen Blättchen des Minerals sind schon mit freiem Auge leicht zu erkennen. Im Dünnschliff beobachtet man die bei Ergußgesteinen so häufigen Korrosionserscheinungen am Glimmer.

---

[1] Siehe A. Marchet, Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels; Tschermak's Min.-Petrogr. Mitt., 1925, *36*, 172.

Zwillingsbildungen nach dem bekannten Kantennormalgesetz lassen sich an der verschiedenen Lage der *AE* in den Zwillingsindividuen im Schnitt annähernd parallel (001) erkennen, da die beiden Individuen des sechsseitigen Zwillings nicht wie gewöhnlich über-, sondern nebeneinander gelagert sind. Ihre *AE* schließen einen Winkel von 60° ein. Ohne Beobachtung des Interferenzbildes würde man die Zwillingsbildung übersehen. Ungemein häufig ist Zonarstruktur, die schon durch verschiedene Färbung von Kern und Hülle auffällt.

	Kern	Hülle
$2V$	35°	0° bis sehr kl. $2V$
Achsendispersion	stark $\rho < v$	—
$\gamma-\alpha$	0·089 ($\Gamma = 1$ 11 μ, $d = 12·5$ μ)	0·051 ($\Gamma = 0·635$ μ, $d = 12·5$ μ)
α (Dicke 12·5 μ)	gelb (Radde 6 *t*)	farblos
γ (Dicke 12·5 μ)	dunkelbraun (Radde 33 *h—l*)	orangegrau (Radde 34 *n*)

Die Lage der *AE* ist gewöhnlich senkrecht (010), doch finden sich auch Stellen, wo die *AE* parallel (010) liegt. Es liegen also Verwachsungen von Anomit und Biotit vor. Der äußerste Rand der Glimmer ist in Magnetitkörnchen umgewandelt (Opazitsaum). Im Innern findet man zahlreiche parallel den Strahlen der Druckfigur liegende Einlagerungen von schwarzem Erz (Magnetit?), die skelettförmiges Wachstum in einer der drei Richtungen zeigen, daher gerade gestreckt und unter 60° gekreuzt erscheinen. Außerdem finden sich noch Einschlüsse von Plagioklas und Apatit.

Iddingsit nach Olivin.

Unveränderter Olivin ist nicht vorhanden. Ziemlich häufig aber tritt Iddingsit auf, der auch die Krystallformen des ursprünglichen Olivins manchmal noch erkennen läßt. Die Körner erreichen eine Größe bis zu 0·15 *mm* und sind durch gelbbraune Farbe bei schwachem Pleochroismus (α licht orangegelb, Radde 5 *q*; γ orange, Radde 4 *m*; Dicke zirka 15 μ) ausgezeichnet. Manchmal wird die Färbung noch dunkler (γ dunkelorange, Radde 4 *i*). Die morphologischen und optischen Eigenschaften sind sehr ähnlich denen des Iddingsits aus dem Trachyt vom Steinbruch der Marienburg (siehe p. 475). So wie dort variieren auch hier die optischen Eigenschaften in verschiedenen Körnern. Die stärker dunkelgefärbten Iddingsite zeigen geringere Doppelbrechung und unmerkliche Dispersion der optischen Achsen bei sehr großem $2V$ (optisch negativ), die lichter gefärbten Iddingsite besitzen hingegen höhere Doppelbrechung, daher schärfere Interferenzbilder und deutliche Dispersion $\rho < v$ um α bei einem $2V$ nahe 90° Hie und da erscheinen die Iddingsite im Kern grün gefärbt. Derartige Stellen sind optisch einachsig negativ und pleochroitisch. Es dürfte sich um nachträgliche Umwandlungen des Minerals handeln. Im Trachyt vom Steinbruch der Marienburg sind solche grüne Kerne häufiger entwickelt. Durch eigentliche Ver-

witterung wird der Iddingsit in ein feinschuppiges blaßgrünes Chloritmineral von sehr geringer Doppelbrechung umgewandelt.

Hypersthen.

Auch unveränderter Hypersthen ist in dem Gestein nicht angetroffen worden. Man findet aber im normalen Gestein nur vereinzelt, reichlicher hingegen in gröber körnigen Schlieren aus Chlorit und gewöhnlich auch Opal bestehende, bastitähnliche Pseudomorphosen in der Form gedrungener Säulen mit gerundeter pyramidaler Endigung. Der Chlorit erscheint parallel orientiert, optisch negativ und zeigt bei relativ hoher Doppelbrechung starken Pleochroismus γ blaugrün, α blaßgelb. Das Mineral ist anscheinend einachsig oder hat wenigstens einen kleinen Achsenwinkel. Bei noch weiterer Umwandlung entsteht Carbonat, das größere oder kleinere Teile der Pseudomorphose erfüllt.

Schlieren.

Wie erwähnt, findet man die bastitartigen Pseudomorphosen besonders in gröber körnigen Schlieren, die vor der Ausbildung der Grundmasse schon vorhanden waren. Sie enthalten neben den Hypersthen-pseudomorphosen noch monoklinen Augit, Opazitpseudomorphosen nach Biotit und Plagioklas von 45% An (Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 24°$ entsprechend 44% An; Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschung in Karlsbader Albitzwilling $\alpha' M$, Ind. 1 24°, Ind. 2 13° entsprechend 45% An).

Spätere Bildungen.

Die Umwandlung der Iddingsite zu feinschuppigem, blaß gefärbtem Chlorit, der Hypersthenpseudomorphosen unter Bildung von Carbonat und der Magnetitkörnchen zu rostigem Eisenhydroxyd wurde bereits erwähnt. Sie ist als Verwitterungserscheinung aufzufassen, während die Bildung des Iddingsit und der Hypersthenpseudomorphosen auf postvulkanische Vorgänge zurückzuführen ist. In diese Periode der Gesteinsbildung fallen auch die Prozesse, bei denen die Poren und Blasenräume ausgefüllt wurden. Die Wandung dieser Hohlräume ist mit einer äußerst dünnen Opallage ausgekleidet. Stellenweise sieht man hier kleine halbkugelige Bildungen (r zirka 0·1 *mm*), die gegen die Peripherie radiale Struktur zeigen. Sehr niedere Lichtbrechung, schwache Doppelbrechung, Unangreifbarkeit durch HCl sprechen für ein SiO_2-Mineral. Nach Abdecken des Schliffes konnte nachgewiesen werden, daß der Brechungsexponent des Minerals zwischen 1·478 (Rizinusöl) und 1·452 Glyzerin) liegt. Es handelt sich somit wohl um Tridymit. Auf die äußerste Opalschicht, die rein erscheint, folgt nach innen eine etwa 0·04 *mm* dicke Opalschichte, die gegen das Innere klar und rein erscheint, häufig die charakteristischen Schrumpfungsrisse zeigt, während die

äußeren Partien erfüllt sind von feinsten grünlichen Nadeln, die senkrecht zur Wandung orientiert sind. Schwacher Pleochroismus mit α gelbgrün und γ grün, schwache Doppelbrechung bei γ parallel der Längsrichtung zeichnen das radialfaserige Mineral aus. Es handelt sich wohl um Delessit. Der Opal dringt längs feinen Haarrissen, die sich stellenweise durchkreuzen, immer aber ziemlich senkrecht zur Wandung stehen, in die weiter innen liegende Masse von Chalzedon ein. Einzelne Opaltröpfchen treten randlich noch im Chalzedon auf; gegen das Innere aber erscheint das Mineral rein und ragt mit traubigen und nierenförmigen Gestalten in Quarz, der das Innerste des Hohlraums lückenlos erfüllt. Häufig ist auch die Bildung von Chalzedon und Quarz unterblieben und ein Opal-Delessit-Gemenge, ähnlich der beschriebenen delessithältigen Schichte, erfüllt den ganzen Hohlraum. Sehr oft kann man erkennen, das das umgebende Gestein in einer etwa 0·1 *mm* breiten Zone Umwandlung des Magnetit in rostige Zersetzungsprodukte zeigt.

2. Olivinreicher Biotit-Augit-Trachyt.

(Trachytoider Andesit nach Sigmund.)

Die Probe stammt von dem langen Rücken, dem Plateau von Bärenreuth, der sich in südlicher Richtung vom Gleichenberger Kogel gegen den Kurort herabzieht. Der Fußweg, der vom Kurort über Bärenreuth auf den Kogel führt, zieht an einem alten, kleinen Steinbruch nahe der Waldgrenze vorüber, der zur »Marienburg« gehört. Von dem Steinbruch stammt das Untersuchungsmaterial.

Das Gestein hat dunkelgraue Farbe. Von der dichten Grundmasse heben sich zahlreiche Einsprenglinge von Sanidin ab, die eine Größe von 1 *cm* und mehr erreichen. Wasserklare Plagioklase, durch die Zwillingsriefung kenntlich, bis etwa 3 *mm* groß, treten gegenüber den Sanidinen stark zurück. Unter den dunklen Einsprenglingen sind bis etwa 4 *mm* große Glimmertafeln und 1 *mm* große Pyroxene, hie und da mit den Formen des basaltischen Augits, erkennbar. Die Menge der dunklen Einsprenglinge ist gering. Porenräume sind mit freiem Auge nicht zu sehen. In manchen Gesteinspartien findet man feine Risse und kleine Nester von Carbonat erfüllt.

Grundmasse.

Auch hier fehlt Glassubstanz völlig; die Grundmasse ist voll krystallin und besteht hauptsächlich aus Feldspaten und in geringer Menge aus Pyroxen und Iddingsit. Die Korngröße der Grundmassebestandteile ist sehr großen Schwankungen unterlegen, z. B. bei den Plagioklasen 0·04 bis 0·3 *mm*, bei den Pyroxenen von 0·004 bis 0·3 *mm*. Die größeren Körner zu einer zweiten Generation von Einsprenglingen zu rechnen, geht nicht gut an, weil zwischen den Extremen alle Übergänge bestehen.

Unter den Feldspaten der Grundmasse ist sowohl Plagioklas als auch Sanidin vorhanden. Der Plagioklas bildet idiomorphe Tafeln und Leisten, nach Albit-, seltener auch Karlsbader Gesetz verzwillingt. Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 32 \cdot 5°$ entsprechend $63\,\%_0$ An; Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 31°$ entsprechend $60\,\%_0$ An; Karlsbader Zwilling, Schnitt senkrecht M, konjugierte Auslöschung $\alpha' M$, Ind. 1 $32 \cdot 5°$, Ind. 2 $23 \cdot 5°$ entsprechend $66\,\%_0$ An. Der Plagioklas ist somit basischer Labrador. Der Sanidin erscheint als xenomorphe Zwickelausfüllung und als Fortwachsungszone um Plagioklase. Durch die niedere Licht- und Doppelbrechung ist er zu erkennen. Im allgemeinen herrscht der Plagioklas vor, nur stellenweise reicht die Menge des Sanidins nahe an die des Plagioklases heran. Es wurde schon erwähnt, daß glasige Substanz nicht zu konstatieren ist, Sigmund und Angel[1], die das gleiche Gestein beschreiben, geben ausdrücklich an, daß Sanidin in der Grundmasse fehle, sprechen aber von einem Glasgehalt derselben. Vielleicht ist der schwach doppelbrechende Sanidin für Glas gehalten worden. Pyroxen tritt in unregelmäßigen Körnchen und Körnern auf, ebenso der Iddingsit.

Die dunkle Farbe der Grundmasse rührt von Magnetit her, der reichlich in größeren und kleineren Körnern ohne eigene Krystallform in und zwischen den Gemengteilen des Gesteins auftritt. Gegenüber dem Magnetit tritt Titaneisen in rundlichen, braun durchscheinenden Körnern an Menge zurück. Auch in den Einsprenglingen sind diese Erstausscheidungen des Gesteins enthalten. Gleichaltrig mit den Erzen ist Zirkon. Er findet sich sehr vereinzelt in gedrungenen Säulen, spießt an einer Stelle in ein größeres Magnetitkorn ein, in einem anderen Falle umschließt er ein kleines Magnetitkörnchen. In kleinen Säulen tritt Apatit auf, der auch von Zirkon umschlossen gefunden wurde und daher älter als dieser erscheint.

Einsprenglinge.

Sanidin.

Unter den Einsprenglingen am auffallendsten, bildet das Mineral Karlsbader Zwillinge mit undeutlicher Krystallumgrenzung. An Spaltplättchen wurde beobachtet:

AE senkrecht (010), $2\,V_\alpha = 35°$, Achsendispersion $\rho > v$, Auslöschung auf (010) $\alpha\ a$ im Mittel 6 bis 7°. Die Werte schwanken in verschiedenen Spaltplättchen nach (010) sehr beträchtlich, obwohl nur solche Plättchen verwendet wurden, die senkrecht γ orientiert waren.

Dichte (nach Schwebemethode) $2 \cdot 574$ bis $2 \cdot 586$. Da die bei $2 \cdot 574$ schwebenden Splitter vollkommen klar erscheinen, während die bei $2 \cdot 586$

[1] A. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg, l. c., p. 280, F. Angel, Gesteine der Steiermark, l. c., p. 107.

schwebenden stellenweise getrübt sind, ist der niedrigere Wert der bessere. Die Angabe von Sigmund[1] ($s = 2 \cdot 588$) ist demgemäß zu korrigieren.

Mit den Werten $\alpha : a = 6 \cdot 5°$, $2\,V = 35°$, $s = 2 \cdot 574$ wurde versucht durch Eingehen in die Kurven von E. Spencer[2] den Gehalt an Natronfeldspat zu bestimmen. Eine Übereinstimmung mit den Kurven ist aber nicht zu erzielen. Die für Sanidin in Betracht kommende Kurve *PR* für die spezifischen Gewichte erreicht nicht den Wert 2·574, nach der Kurve *PT* für entmischte Mondsteine, die hier aber nicht in Betracht kommen kann, würde sich ein Gehalt von 23% Ab ergeben. Die Auslöschungsschiefe auf (010) mit 6·5° ergibt nach Kurve *PR* (Sanidin) 26% Natronfeldspat, $2\,V = 35°$ nach Kurve *RR'* 18% Natronfeldspat. Augenscheinlich geben die Kurven von Spencer noch nicht den Zusammenhang zwischen Chemismus, Art des Alkalifeldspats und physikalischen Konstanten. Auch die älteren Kurven von A. N. Winchell[3] sind zu wenig sicher, um sie zur Bestimmung des Chemismus zu verwenden. Man kann also nur sagen, daß der Sanidin nach der Optik einen Natronfeldspatgehalt von etwa 20% haben dürfte.

Plagioklas.

Die Einsprenglinge von Plagioklas sind beträchtlich kleiner, aber sehr reichlich im Gestein vorhanden. Verzwillingungen nach Albit- und Karlsbader Gesetz sind sehr häufig. Krystallographische Begrenzung ist meist vorhanden, doch erscheinen die Kanten und Ecken gerundet. Sehr gut entwickelt ist öfters eine normale Zonenstruktur mit basischen Rekurrenzen. Resorptionserscheinungen am Kern, kenntlich durch buchtartiges Eingreifen der saureren äußeren Zonen in den basischeren Kern, sind manchmal gut zu sehen. Bei stärkerer Vergrößerung kann man, wie schon A. Sigmund erwähnte, erkennen, daß die Plagioklase von einem schmalen parallelverwachsenen Sanidinsaum umhüllt sind, der mit der Grundmasse verwachsen ist und dem daher krystallographische Begrenzung fehlt. In der Richtung der *c*-Achse ist dieser Saum manchmal zu größerer Breite herangewachsen, sonst beträgt die Dicke nur 0·005 bis 0·01 *mm*. Stellenweise fehlt der Saum auch gänzlich. Auf den Sanidinsaum folgt häufig nach innen als schmale äußerste Zone des Plagioklases eine solche von recht anorthitreicher Zusammensetzung, nach der Optik von ähnlichem An-Gehalt wie der Kern und frei von Einschlüssen. Noch weiter gegen die Mitte folgt eine Zone, die durchwachsen ist von parallel orientiertem Sanidin, der an Menge sogar den Plagioklasgrund übertreffen kann. Er bildet ein

---

[1] l. c., p. 279.

[2] E. Spencer, A contribution to the study of moonstone from Ceylon and other areas and of the stability-relations of the alkalifeldspars; The Mineralog. Mag., 1930, *22*, Nr. 130.

[3] A. N. Winchell, Studies in the felspargroup; Journ. of Geol., 1925, Nr. 720.

unregelmäßiges Netzwerk und ist dabei parallel mit dem äußeren Sanidinsaum orientiert. Die Breite dieser Zone, in der beide Feldspate miteinander verwachsen erscheinen, schwankt je nach der Schnittlage von etwa 0·01 bis 0·1 *mm* und mehr. Manchmal fehlt die Durchwachsungszone auch völlig. Weiter innen erscheint der Plagioklas rein. Einschlüsse der früher gebildeten Gemengteile, wie Apatit, Magnetit, Augit und Biotit, finden sich in geringer Menge.

Aus dieser Mikrostruktur der Plagioklase geht hervor, daß die Bildungsbedingungen mehrfach schwankten. In der ersten Zeit schied sich von den Feldspaten nur Plagioklas aus unter Ausbildung von normaler Zonenstruktur und basischen Rekurrenzen. Dann begann gleichzeitig mit Plagioklas Sanidin auszukrystallisieren. Es entstand die an Eutektstruktur erinnernde Durchwachsungszone beider Feldspatarten. Eine Periode, in der Sanidin nicht ausgebildet wurde, folgte. Sie ist ausgezeichnet durch Bildung von An-reicherem Plagioklas, der, wie erwähnt, wieder ungefähr die Zusammensetzung des Kerns besitzt. Schließlich krystallisierte der Sanidinsaum. Es ist anzunehmen, daß die beiden letzten Perioden zeitlich zusammenfallen mit der Ausbildung der Grundmasse. Dafür spricht die Zusammensetzung der äußersten Plagioklaszone, die den basischen Labradoren der Grundmasse ähnelt, weiters die Ausbildung eines ähnlichen Sanidinsaumes bei den Grundmasseplagioklasen und schließlich die xenomorphe Umgrenzung des mit der Grundmasse verwachsenen Sanidinsaumes. Die Zusammensetzung der Plagioklase geht aus folgenden Messungen hervor:

Karlsbader Albitzwilling, Schnitt senkrecht *M*, Konjug. Auslöschung $\alpha' M$ Ind. 1 27·5°, Ind. 2 7·5° entsprechend zirka 64% An.

Schnitt senkrecht *M* und *P*, zonarstruiert, $\alpha' M$, Kern 28·5° entsprechend 54% An. Hülle 20° entsprechend 37% An.

Karlsbader Albitzwilling, Schnitt senkrecht *M*, Konjug. Auslöschung $\alpha' M$. Ind. 1 27·5°, Ind. 2 15·5° entsprechend 52% An.

Schnitt senkrecht *M* und *P*, $\alpha' M$ 27·5° entsprechend 52% An.

Schnitt schief zur optischen Achse, optischer Charakter positiv übereinstimmend mit Labrador.

Pyroxen.

Die Augiteinsprenglinge sind gewöhnlich nur unregelmäßig begrenzt und zeigen häufig Zwillingsbildung nach (100). Nicht selten kann man Zonarstrukturen erkennen. Der Kern erscheint etwas höher doppelbrechend als die Hülle, auch die Auslöschung ist etwas verschieden. Stellenweise findet man in den Augiten enggescharte, kurze, aber scharfe Risse nach (001) neben den gewöhnlichen Spaltrissen nach (110).

$2V\gamma = 45°$. $c\gamma = 37·5°$, $\gamma - \alpha = 0·020$ ($\Gamma = 0·462\,\mu$, $d = 23·6\,\mu$).
Dispersion: Achse A $\rho > v$ sehr schwach, Achse B $\rho > v$ deutlich.
Farbe blaßgrünlich, ohne erkennbaren Pleochroismus.

Auch hier liegt also diopsidischer Augit vor. Hie und da kann man beobachten, daß rundliche Körner des Minerals durch einen schmalen Saum (0·005 bis 0·01 *mm*) von rhombischem Pyroxen umrandet sind. Die Grenze zwischen den beiden Mineralen verläuft unregelmäßig. Eine Zwillingsbildung im monoklinen Pyroxen hat keinen Einfluß auf die Lage des umrandenden rhombischen Pyroxens, der einheitlich orientiert ist. Einschlüsse finden sich in den Augiten stellenweise recht reichlich. Vor allem Magnetit und Apatit, in geringer Menge Biótit in unveränderten kleinen Flittern treten so auf.

Iddingsit nach Olivin.

Sehr charakteristisch für das Gestein ist der Reichtum an Olivinpseudomorphosen, die aus Iddingsit bestehen. Oft kann man die ursprüngliche Krystallform des Olivins erkennen (siehe Taf. I, Fig. 2). Ein Unterschied zwischen Kern und Hülle ist häufig durch Verschiedenheit der Farbe (Kern grün, Hülle orange) zu erkennen. Das reichliche Auftreten des Minerals erleichterte die genauere Untersuchung.

Gerade Auslöschung.

Kern: Optisch einachsig negativ, $\gamma - \alpha = 0 \cdot 039$ ($\Gamma = 0 \cdot 700\,\mu$, $d = 18\,\mu$).

Hülle: Optisch zweiachsig, $2\,V$ sehr groß, optischer Charakter schwankend, meist negativ bei starker Achsendispersion $\rho < v$.

$$\gamma - \alpha = 0 \cdot 041 \quad (\Gamma = 0 \cdot 729\,\mu,\ d = 17 \cdot 9\,\mu),$$
$$\gamma - \beta = 0 \cdot 0235 \quad (\Gamma = 0 \cdot 365\,\mu,\ d = 15 \cdot 5\,\mu),$$
$$\beta - \alpha = 0 \cdot 018 \quad (\Gamma = 0 \cdot 321\,\mu,\ d = 18 \cdot 0\,\mu).$$

Die gute Übereinstimmung dieser angeführten Werte ist ein Zufall. In einem anderen Schnitt wurde $\gamma - \alpha = 0 \cdot 052$ ($\Gamma = 0 \cdot 969\,\mu$, $d = 18 \cdot 8\,\mu$) gemessen. Aus den früheren Werten würden sich $2\,V\gamma = 82°$ ergeben, doch ist dieser Wert wegen des Schwankens der Doppelbrechung nicht zuverlässig.

Färbung bei $d = 18\,\mu$ { Kern: α blaßgelbgrau (Radde 35 *r*), γ grasgrün (Radde 13 *q*). Hülle: α gelb (Radde 7 *p*), β grüngelb (Radde 9 *q*), γ orangegelb (Radde 5 bis 6 *q*).

Um die Orientierung des zweiachsigen Iddingsit gegen den ursprünglichen Olivin festzustellen, wurden mangels an Olivinresten die im Mikroskop gut meßbaren Kantenwinkel zu Hilfe genommen. In einem Schnitt senkrecht α beträgt der spitze Winkel der begrenzenden Prismenflächen $83^1/_2 \pm 1 \cdot 2°$ Im Schnitt senkrecht γ ist der stumpfe Winkel der Prismen $129 \pm 0 \cdot 2°$. Im ersten Fall wird der spitze, im zweiten Fall der stumpfe Winkel durch *AE* halbiert. Vergleicht man diese Beobachtungen mit den Winkelangaben über Olivin unter Berücksichtigung der Flächenhäufigkeit, so ergeben sich zwei mögliche Beziehungen:

1. Der $\dot{a}$-Achse des Olivins liegt α, der c-Achse γ parallel.

   Begrenzung im Schnitt senkrecht γ: (110). Normalenwinkel 110 $1\bar{1}0$ bei Olivin $49^1/_2$ bis 50°, beobachtet $51 \pm 0 \cdot 2°$ ($= 180 - 129 \pm 0 \cdot 2°$). Abweichung 1°.

Begrenzung im Schnitt senkrecht α: (021). Normalenwinkel 021 $0\bar{2}1$ bei Olivin $98^1/_2$ bis 99°, beobachtet $96^1/_2 \pm 1 \cdot 2°$ (= $180 - 83^1/_2 \pm 1 \cdot 2°$), Abweichung 2°

Der b-Achse des Olivins liegt α, der c-Achse γ parallel.

Begrenzung im Schnitt senkrecht γ: (140). Normalenwinkel 140 $\bar{1}40$ bei Olivin $56^1/_2$ bis 57°, beobachtet $51 \pm 0 \cdot 2°$, Abweichung $5^1/_2°$.

Begrenzung im Schnitt senkrecht α: (101). Normalenwinkel 101 $\bar{1}01$ bei Olivin 102°, beobachtet $96^1/_2 \pm 1 \cdot 2°$, Abweichung $5^1/_2°$.

Da (140) bei Olivin selten auftritt, ist die erstangeführte Beziehung wahrscheinlicher; auch die bessere Übereinstimmung der Winkel spricht für sie. Legt man diese Beziehung zugrunde, so ergibt sich folgende Lage von Spaltflächen und Faserung zum ursprünglichen Olivin: Spaltbarkeit nach (100) gut [im grünen Kern Spaltrisse nach (100) klaffend], nach (001) und (010) schlechter (nur kurze, einzelne Risse); Faserung nach (010) besonders im Kern deutlich, manchmal Faserung nach (100) zu beobachten. Im Schnitt senkrecht α liegt AE senkrecht zu den kurzen Spaltrissen nach (001) und zur Faserung nach (010), im Schnitt senkrecht γ liegt AE senkrecht zu den Spaltrissen nach (100), im Schnitt senkrecht β liegt α senkrecht zu den kurzen Spaltrissen nach (100).

Mit den Angaben von A. C. Lawson[1] [z. B. AE parallel (010) von Olivin, Spaltbarkeit nach (100) von Olivin] stimmen diese Resultate überein. Cl. S. Ross und E. V. Shannon[2] geben an, daß Iddingsit nicht faserig gebaut sei, sondern dies nur durch feine Einschlüsse vorgetäuscht werde. In unserem Iddingsit ist das aber auch bei starker Vergrößerung nicht nachzuweisen. Die beiden Forscher geben auch nähere optische Daten, aus denen hervorgeht, daß Iddingsit in seiner Optik stark schwankt. Es sei hier erwähnt, daß die Angaben von Ross und Shannon nicht präzise sind. Auf p. 12 bis 14 der Arbeit werden die Brechungsexponenten für verschiedene Iddingsite mit Fehlergrenzen von $\pm 0 \cdot 003$ bis $\pm 0 \cdot 005$ angegeben. In der zusammenfassenden Tabelle auf p. 14 sind aber für jene Vorkommen, bei denen $2V$ bestimmt wurde, ganz andere Werte für β angeführt. Die Abweichungen betragen bis zu $\pm 0 \cdot 024$ (bei einer angegebenen Fehlergrenze von max. $\pm 0 \cdot 005$!). Eine Nachrechnung ergibt, daß in diesen Fällen β augenscheinlich aus α, γ und $2V$ berechnet wurde. Dies ist aber nirgends angegeben. Da es nicht wahrscheinlich ist, daß nur bei der Bestimmung von β so beträchtliche Fehler gemacht wurden, sind Zweifel an der Korrektheit der optischen Angaben wohl berechtigt. Vielleicht beruht die mangelnde Übereinstimmung zwischen beobachteten Brechungsexponenten und dem Achsenwinkel darauf, daß, ähnlich wie bei unserem Vorkommen, die optischen Konstanten an einem und demselben Fundort stark schwanken.

---

1 A. C. Lawson, The Geology of Carmelo Bay; University of Calif., Bull. Dept. of Geolog., 1893, *1*, p. 31—36.

2 Cl. S. Ross und E. V. Shannon, The origin. occurence, composition and physical properties of the mineral Iddingsite; Proc. Unit. Stat. Nat. Museum. Washington, 1927, *67*, Art. 7, p. 1—19.

Bezüglich der Bildung des Iddingsit ist auch in unserem Fall kein Zweifel, daß er nicht durch Verwitterung entstanden ist. Er ist eine spätmagmatische Bildung, die durch Verwitterung vom Kern aus in Carbonat und Chlorit umgewandelt wird.

Einschlüsse anderer Gemengteile sieht man im Iddingsit selten. Magnetit- und Pyroxenkörnchen treten so auf. Da Iddingsit oder Olivin als Einschluß in Pyroxen nicht zu finden ist, wohl aber das Umgekehrte, ferner der Pyroxen mit idiomorpher Gestalt an Iddingsit grenzt, erscheint Pyroxen früher gebildet als Olivin.

Biotit.

Die Glimmereinsprenglinge sind hier stärker pyrometamorph umgewandelt als in dem vorigen Gestein. Auch hier ist hauptsächlich Magnetit entstanden, der am Rand der Pseudomorphose in zahllosen winzigen Körnchen auftritt, während gegen das Innere seine Korngröße zu-, dafür aber die Anzahl der Körner abnimmt. Neben Magnetit findet sich manchmal reichlich ein vom Magnetit siebartig durchspicktes, hellgelbes Mineral, das optisch negativ zweiachsig ist, mittlere Doppelbrechung (unter Pyroxen) und ziemlich schwache Lichtbrechung (ähnlich Plagioklas) besitzt. Es konnte nicht mit Sicherheit bestimmt werden. Unverzwillingte Feldspate finden sich in geringer Menge. Am Außenrand tritt öfters Pyroxen in kleinen Körnchen neben Magnetit auf. Apatiteinschlüsse erscheinen völlig unversehrt.

Die Formen des Glimmers sind häufig stark korrodiert, doch ist die ursprünglich sechsseitige Gestalt der Tafeln noch zu erkennen. An erhaltenen Biotitresten wurde bestimmt:

Optisch einachsig, negativ, mit starkem Pleochroismus, α lichtgelb-farblos, γ dunkelschokoladebraun; $\gamma-\alpha = 0 \cdot 58$ ($\Gamma = 1 \cdot 000\,\mu$, $d = 17 \cdot 2\,\mu$). Schnitte parallel zur Achse zeigen geringe Auslöschungsschiefe von $3^1/_2$°

Wie schon erwähnt, findet man Biotit in unregelmäßigen, schlauchförmigen oder fetzigen Bildungen auch eingeschlossen in Plagioklas und Pyroxen, öfters dann ohne Umwandlungserscheinungen. Daß sich Olivin vor dem Biotit zu bilden begonnen hat, geht aus Einschlüssen von Iddingsit im Biotit hervor. Gegen Pyroxen grenzt der Biotit xenomorph, ist im allgemeinen also jünger als dieser.

Schlieren.

Sehr vereinzelt finden sich annähernd elliptisch begrenzte, etwa 2 *mm* lange Schlieren. Sie enthalten im Innern reichlich Magnetit, eingebettet in ein Gemenge von Plagioklas und Opal. Der Opal durchsetzt auch längs Sprüngen den Plagioklas. Der magnetitreiche Kern der Schlieren wird von einer Randzone umgeben, die verhältnismäßig grobkörniger ist und aus Plagioklas

besteht. Im Schnitt senkrecht γ ergibt sich $\alpha' P$ mit 32·5° entsprechend 58 % An. Es ist zu vermuten, daß es sich um fremde Einschlüsse handelt.

Spätere Bildungen.

Die Umwandlung des Olivin in Iddingsit wurde als spätmagmatische Bildung schon erwähnt. Hydrothermaler Entstehung sind die Ausfüllungen der recht spärlichen kleinen Porenräume, die sehr an die des vorher beschriebenen Gesteins von der Klause erinnern. Ein Unterschied besteht im Fehlen des Chalzedons, der zur Gänze von Opal vertreten wird. Auch hier sitzen manchmal an den Wandungen halbkugelige Aggregate von radialer Struktur, die aus Tridymit bestehen. Auch sechsseitige Plättchen von Tridymit sind, allerdings recht selten, aufzufinden. Gegen innen folgt dann eine Opalschichte, die mit graugrünem Delessit in sehr feiner radialfaseriger Struktur erfüllt ist. Das Innerste besteht aus wasserklarem Opal. Eine schon zu den Verwitterungserscheinungen führende Bildung sind die eingangs erwähnten Ausfüllungen von Klüften und Haarrissen durch Carbonat. Auch kleine Carbonatnester trifft man an, in denen öfters Opal in rundlichen Formen auftritt. Bei der Herrichtung des Analysenmaterials wurden solche Stücke ausgeschieden.

3. Olivin führender Biotit-Augit-Trachyandesit.

(Andesit nach Sigmund.)

Das rotgefärbte Gestein habe ich als Muttergestein von Cristobalit bereits beschrieben.[1] Es stammt von Blöcken im Bachbett des obersten Eichgrabens und enthält in einer für das freie Auge dichten Grundmasse Einsprenglinge von Plagioklas, diopsidischem Augit und Anomit. Unter dem Mikroskop erkennt man weiters Iddingsit, ferner zeigen manche Augite im Kern bastitartige Bildungen, die wohl auf ursprünglichen rhombischen Pyroxen zurückzuführen sind. Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspat, und zwar Plagioklas (Andesin-Labrador) in 0·05 *mm* langen, 0·005 *mm* breiten Leisten, häufig mit einem Saum von Sanidin, der auch selbständig als xenomorphe letzte Ausscheidung reichlich auftritt. In geringer Menge finden sich in der Grundmasse kleine Körnchen von monoklinem Pyroxen. Hämatit, oft in wolkiger Verteilung, ruft die Rotfärbung des Gesteins hervor. Er ist durch Oxydation aus Magnetit entstanden, von dem noch größere oktaedrische Krystalle erhalten sind. Glas fehlt. In der Anordnung der Plagioklasleisten der Grundmasse, ferner der langgestreckten Blasenräume prägt sich eine deutliche Fluidaltextur

[1] A. Marchet, Über ein neues Cristobalitvorkommen bei Gleichenberg in Oststeiermark; Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 1930, *139*, p. 559—565.

aus. In manchen Blasenräumen findet man bis zu 0·1 *mm* große, wasserklare Krystalle von Cristobalit als spätere Bildung. (Siehe Taf. I, Fig. 4.)

Zu der l. c. schon gegebenen Beschreibung des Gesteins seien bloß einige Messungsresultate an Einsprenglingen nachgetragen.

Plagioklas.

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 33°$ entsprechend 64% An.

Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschung im Karsbader Albitzwilling $\alpha' M$. Ind. 1 33°, Ind, 2 12·5° entsprechend 62% An.

Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschung im Karlsbader Albitzwilling $\alpha' M$. Ind. 1 31·5°, Ind. 2 24° entsprechend 63% An.

Diopsidischer Augit.

$2 V\gamma = 51^1/_2°$, $\gamma - \alpha = 0·021$ ($\Gamma = 0·441\,\mu$, $d = 21\,\mu$), $c\gamma = 39°$.

Anomit.

$2 V\alpha = 36°$, Dispersion stark $\rho < v$, gerade Auslöschung, Zonarstruktur deutet sich durch Unterschiede in der Doppelbrechung von Kern und Hülle an, ohne durch verschiedene Färbung hervorzutreten.

Kern: $\gamma - \alpha = 0·15$ ($\Gamma = 2·305\,\mu$, $d = 15\,\mu$).
Hülle: $\gamma - \alpha = 0·13$ ($\Gamma = 2·000\,\mu$. $d = 15\,\mu$).

Pleochroismus:

α hellgelb (Radde 7 *u*) bei $d = 15\,\mu$,
β orangegelb (Radde 5 *p*) bei $d = 15\,\mu$,
γ orangegelb (Radde 5 *n*—*o*) bei $d = 15\,\mu$.

Iddingsit.

Optisch einachsig, negativ, $\gamma - \alpha = 0·045$ ($\Gamma = 0·7585\,\mu$, $d = 17\,\mu$).

Pleochroismus:

α farblos, γ blaß grünlichgelb (Radde 8 *s*) bei $d = 17\,\mu$.

4. Hypersthen führender Augit-Trachyandesit.

(Andesit nach Sigmund.)

Am Nordrand des Eruptivgebietes findet man dunkelgefärbte Massen in den untersten, also ältesten Trachyandesiten, die durch Fehlen größerer Einsprenglinge ausgezeichnet sind. A. Winkler zeigte mir den schwer auffindbaren Fundort in einer Bachrunse an einer Wegteilung etwa 1 *km* südlich der Gehöfte »Beim Brandl«. Unter den kleinen Einsprenglingen sind etwa 1 *mm* große Plagioklase und Augite erkennbar. Die Grundmasse ist feinkrystallin. Hellere gelblichgraue Flecken und Adern mit etwas verschwommener Grenze in dem sonst schwärzlichgrauen Gestein verleihen ein schlieriges Aussehen. Einzelne gröberkörnige Partien, rundlich

begrenzt oder aderartig, mit bis zu 4 *mm* großen Plagioklasen und Augit, zeigen auch lichtere Farbe ähnlich den erwähnten gelblichgrauen Flecken und verstärken das schlierige Aussehen.

Grundmasse.

Unter dem Mikroskop ist auch hier kein Glas aufzufinden. Plagioklas, Sanidin und Pyroxen sind die Hauptgemengteile. Der Plagioklas bildet mangelhaft idiomorph ausgebildete Tafeln und Körner von etwa 0·07 *mm* Länge, die manchmal Albitverzwilligung zeigen. Die Zusammensetzung ist die eines basischen Labradors (Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 33^1/_2°$, entsprechend 65% An). Sehr häufig ist auch hier die parallele Umwachsung mit Sanidin zu beobachten, der auch selbständig als xenomorphe letzte Ausscheidung auftritt. Das Mengenverhältnis der beiden Feldspate schwankt stark, bald herrscht Plagioklas, bald Sanidin vor. Diopsidischer Augit findet sich neben rhombischem Pyroxen reichlich, ersterer meist in unregelmäßigen Körnern von sehr schwankender Größe (etwa 0·01 bis 0·15 *mm*), letzterer in meist schlanken Säulen, die bis 0·08 *mm* Länge erreichen (Dicke bis 0·01 *mm*). Die Verschiedenheit in Gestalt, Doppelbrechung und Auslöschung läßt die beiden Pyroxene unterscheiden.

Zu den Erstausscheidungen des Gesteins gehören auch hier wieder Magnetit und Apatit, die in der Grundmasse und in den Einsprenglingen (insbesondere Pyroxen) eingeschlossen vorkommen. Der Magnetit bildet meist sehr kleine, rundliche Körnchen (0·004 bis 0·01 *mm*) ohne deutliche Krystallform. Ihre Menge schwankt beträchtlich und dadurch wird das eingangs erwähnte schlierige Aussehen des Gesteins bewirkt. Magnetitreiche Schmitzen, im Kern gröber, am Rand feinerkörnig, bis etwa $^3/_4$ *mm* lang, sind auf resorbierte Biotiteinsprenglinge zurückzuführen, die in den allermeisten Fällen vollkommen aufgezehrt wurden. Nur sehr selten ist brauner Biotit im Kern noch erhalten. Der Apatit bildet wasserklare, idiomorphe Säulchen.

Einsprenglinge.

Plagioklas.

Nur selten ist die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten, Albitgesetz, manchmal mit Periklingesetz kombiniert, ist hingegen die Regel.

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 31^1/_2°$ entsprechend 61% An.

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M$ im Kern 33·5°, der Hülle $30^1/_2°$ entsprechend Kern 65% An, Hülle 59% An.

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M$ im Kern $35^1/_2°$, in der Hülle 33° entsprechend Kern 70% An, Hülle 64% An.

Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschung im Karlsbader Albitzwilling $\alpha' M$, Ind. 1, $34^1/_2°$, Ind. 2 19° entsprechend 63% An.

Wie schon aus den Messungen hervorgeht, tritt normale Zonenstruktur auf, doch sind die Unterschiede zwischen Kern und Hülle nicht groß. Auch basische Rekurrenzen fehlen nicht. In dem Gestein sind die schon mehrfach erwähnten parallelverwachsenen Hüllen von Sanidin sehr deutlich entwickelt und erreichen stellenweise eine Dicke bis zu 0·05 *mm* (siehe Taf. I, Fig. 1 und 3). Nicht immer sind diese Sanidinhüllen aber rundherum ausgebildet. Die Grenze zwischen Plagioklas und Sanidin ist durchaus nicht regelmäßig. Manchmal greift der Sanidin buchtartig in den Plagioklas ein, der also Korrosionsformen zeigt. Wie immer ist auch hier die Sanidinhülle mit der Grundmasse verwachsen. Ihre Bildung hat also bei der Auskrystallisation der Grundmasse noch angedauert. In einem Schnitt senkrecht M und P des Plagioklases ist der umhüllende Sanidin annähernd senkrecht α getroffen, zeigt AE senkrecht M und sehr kleinen Achsenwinkel, der sich bei der Verwaschenheit der Isogyren infolge der geringen Doppelbrechung im Dünnschliff nicht genau messen läßt. Die Spaltrisse nach P im Plagioklas schließen mit M (Spur der Albitlamellen) einen Winkel von $86^1/_2{}^\circ$ ein, während sie im Sanidin senkrecht auf M stehen. Diese Beobachtungen erweisen die parallele Stellung der beiden Feldspate, (010) und [001] sind gemeinsam. Auch im Innern des Plagioklases tritt Sanidin parallel orientiert zum Sanidinsaum recht häufig auf. Auch hier ist die Begrenzung unregelmäßig; schlauchartige Formen sind zu sehen, die mit Sanidin erfüllt sind, der selbst wieder Pyroxenkörner wie die Grundmasse enthält. Es ist naheliegend, an Schnitte durch Korrosionsschläuche zu denken.

Diopsidischer Augit und Hypersthen.

Krystallformen fehlen; die häufig nach (100) verzwillingten Körner sind rundlich begrenzt. In den optischen Eigenschaften weicht der monokline Augit nicht wesentlich von den früher beschriebenen ab.

$c\gamma = 40^1/_2, 41^\circ$; $\gamma - \alpha = 0 \cdot 022$ ($\Gamma = 0 \cdot 612\,\mu$, $d = 27 \cdot 6\,\mu$), $0 \cdot 023$ ($\Gamma = 0 \cdot 557\,\mu$ und $d = 24\,\mu$); $2\,V\gamma = 48^\circ$ (Schnitt Mittellinie-Achse).

Dispersion: Achse A sehr schwach $\rho > v$, Achse B ziemlich deutlich $\rho > v$; Farbe blaßgrünlich, ohne merklichen Pleochroismus.

Nachträgliche Veränderung des Augits zu grünen, kaum pleochroitischen Anhäufungen von wirrblätterigem Chlorit sind manchmal zu beobachten. Es sind Veränderungen, die denen der Verwitterung nahestehen. Immer ist dann auch Opal in unregelmäßigen Bändern und Ringen zu finden.

Hie und da findet man im Kern des diopsidischen Augites rhombischen Pyroxen mit gerundeten eingebuchteten Formen, die auf Korrosion schließen lassen (siehe Taf. I, Fig. 3). Er wurde beim Fortschreiten des Erstarrungsvorganges wieder mehr oder weniger aufgelöst und an seiner Stelle monokliner Pyroxen gebildet. Der optisch negative Charakter bei großem Achsenwinkel spricht für Hypersthen.

Er tritt auch selbständig im Gestein auf, ist aber dann fast immer in faserigen Serpentin (Bastit) umgewandelt. Die Umwandlung nimmt ihren Ausgang von unregelmäßigen Querrissen [ungefähr parallel (001)] und vom Rand. Im Innern der vom Rand und von den Querrissen umschlossenen Felder ist manchmal schwach pleochroitischer (α' blaßrosa, γ' farblos) Hypersthen noch erhalten, eingebettet in farblosen Opal, der in spitzen Zacken in den Hypersthen eindringt. Meist hat der Opal den Hypersthen völlig verdrängt. Der bastitartige Serpentin zeigt γ in der Längsrichtung, parallel zu γ des Hypersthens und ist blaßgrün gefärbt mit schwachem Pleochroismus, γ' blaßgrünlich, α' blaßgelblich.

Serpentin.

Während in den drei früher beschriebenen Gesteinen Iddingsit nach Olivin in größerer oder geringerer Menge auftritt, fehlt er hier völlig. Man findet aber aus Serpentin und Opal bestehende Pseudomorphosen, die wohl auf ursprünglichen, nicht mehr erhaltenen Olivin zurückzuführen sind. Maschenstruktur ist gut ausgebildet. Längs krummlinig verlaufenden Sprüngen ist der Serpentin faserig entwickelt. Die Fasern stehen immer quer zum Sprung mit γ in der Faserrichtung und sitzen zu beiden Seiten einer etwa 0·002 *mm* dicken Serpentinlage auf, die in der Mitte der Serpentinader verläuft, keine Faserstruktur besitzt und γ in der Richtung des Sprunges orientiert hat. Da die Adern gekrümmt sind, löscht der Faserserpentin nicht überall gleichzeitig aus. Die etwa 0·015 *mm* breiten Serpentinadern liegen in wirrschuppig ausgebildetem Serpentin. Größere oder kleinere Felder in letzterem sind erfüllt von einem blaßgrünen, völlig dichten Serpentinmineral, das einfachbrechend erscheint. Diese Felder werden von einem schmalen Opalsaum umschlossen. Am Rand der Pseudomorphosen findet man stellenweise feinste Magnetitkörnchen parallel zur Begrenzung linear angeordnet. Die Maschenstruktur und manchmal erkennbare spitzwinklige Formen sprechen für Olivin als Ausgangsmaterial. Von den erwähnten Hypersthenpseudomorphosen unterscheiden sich diese Bildungen durch die blasse Farbe, die geringere Doppelbrechung des Serpentins und die blaßgrüne Farbe der einfachbrechenden Felder.

Lichter gefärbte Adern mit Biotit.

Das Gestein wird von schmalen Adern ohne scharfe Begrenzung durchsetzt. Im gewöhnlichen Licht erkennt man sie durch das Zurücktreten des Augits, der nur wenige kleine Körner bildet, und namentlich des sonst reichlich vorhandenen Magnetits. Auffallend ist, daß in diesen Adern ziemlich häufig kleine Schuppen und Fetzen von Biotit auftreten, die keinerlei Veränderung zeigen. Im Hauptgestein trifft man solche Biotitschuppen nur selten an und dann gewöhnlich in der Nachbarschaft dieser Adern. Idiomorphe Gestalt fehlt dem Biotit. Er ist ziemlich licht gefärbt mit α farblos

und γ gelbbraun, nahezu einachsig, zeigt aber doch eine recht starke Dispersion $\rho < v$. Die Doppelbrechnng beträgt 0·036. Die Feldspate in den Adern unterscheiden sich nicht wesentlich von denen der Grundmasse. Plagioklas und Sanidin treten auf, letzterer auch hier häufig als Saum um den Plagioklas, der die Zusammensetzung eines basischen Labradors besitzt (Schnitt senkrecht α, $\alpha' M = 27°$, entsprechend 56 % An). Manchmal findet sich in den Adern Opal mit den charakteristischen Schrumpfungsrissen. An derartigen Stellen ist Biotit und Sanidin völlig frisch, während der Plagioklas von Opal durchschnürt wird. Die Pyroxene der Adern sind stellenweise zu feinschuppigen, chloritischen Aggregaten zersetzt. Die Bildung der Adern hat wohl an die eigentliche Erstarrungsperiode unmittelbar angeschlossen (unscharfe Grenze), führt aber schon hinüber zu Vorgängen hydrothermaler Art (Opal). Dadurch ist auch die Möglichkeit der neuerlichen Bildung von Biotit gegeben, der im Verlauf der Erstarrung des Gesteins bestandunfähig geworden war.

Gröber körnige Adern und Schlieren.

Diese Partien erhalten ihr abweichendes Aussehen durch den beträchtlichen Gehalt an größeren Einsprenglingen, wobei die Grundmasse von der des Hauptgesteins nicht verschieden ist. Der Reichtum an Plagioklaseinsprenglingen mit deutlicher Sanidinhülle, die wieder mit der Grundmasse verwachsen ist, fällt besonders auf. Öfters enthalten diese Plagioklase zahlreiche parallelorientierte Einschlüsse von Sanidin, die miteinander auf größere Distanz hin in Verbindung stehen. In solchen Fällen zeigt eine fleckige Auslöschung, daß der Plagioklas angegriffen ist, während die Sanidineinschlüsse frisch und unverändert aussehen. Die ganze Erscheinung macht den Eindruck, als wäre der Plagioklas, der gerundete Umgrenzung und Korrosionsbuchten zeigt, auch im Innern zerfressen worden und an seiner Stelle Sanidin entstanden. Auch längs breiteren Rissen ist Sanidin öfters stärker entwickelt. Der Plagioklas ist ein basischer Labrador, was aus folgenden Messungen hervorgeht:

Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschuag im Karlsbader Albitzwilling $\alpha' M$, Ind. 1 $30^1/_2°$, Ind. 2 $18^1/_2°$ entsprechend 57 % An.

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M = 30^1/_2°$ entsprechend 59 % An.

Schwache normale Zonenstruktur ist zu beobachten. Daß die Messungen einen niedrigeren An-Gehalt geben als bei den kleineren Plagioklaseinsprenglingen des Hauptgesteins, ist dadurch erklärlich, daß die verwendbaren Schnitte nicht zentrisch durch die relativ großen Körner durchgehen und daher die Zusammensetzung der Hülle geben. Im Innern ist der Plagioklas manchmal durch eine gelbliche einfachbrechende Substanz verdrängt, die man im ersten Moment für Glas hält. Doch spricht die sehr niedrige Lichtbrechung

eher für Opal. Man kann manchmal sehen, daß der Opal längs Rissen in den Plagioklas eindringt. Die Grenze zwischen Opal und Plagioklas ist entweder geradlinig und scharf (z. B. parallel *M*) oder krummlinig unregelmäßig oder sie verläuft fein gezähnt. Bisweilen tritt im Opal in kleinen Schuppen neugebildeter Biotit wie in den früher beschriebenen lichten Adern auf. Stellenweise ist der Opal erfüllt von staubartigen Teilchen und chloritischen Substanzen. Es besteht kein Zweifel, daß diese Aufzehrung des Plagioklases ein späterer hydrothermaler Vorgang ist.

Die Einsprenglinge von diopsidischem Augit treten gegen die Plagioklase an Menge zurück und unterscheiden sich nur durch die beträchtlichere Größe von den Augiten des normalen Gesteins; auch sie zeigen gerundete Formen.

Die Bildung der gröber körnigen Adern und Schlieren ist durch Zusammenballung der Einsprenglinge zu erklären. Auf diese Weise wurden die Einsprenglinge auch besser vor Korrosion geschützt, die mit die Ursache sein mag, daß die Einsprenglinge des Hauptgesteins so geringe Größe erreichen. Es ist diesbezüglich recht bezeichnend, daß gerade hier Biotitpseudomorphosen zu finden sind, die innerhalb der gewöhnlichen Magnetithülle noch Reste von Biotit zeigen, die dem Hauptgestein fehlen.

5. Hypersthen-Augit-Trachyandesit.

(Andesit nach Sigmund.)

In dem Graben, der zwischen Bscheid- und Gleichenberger Kogel nach Norden abfällt, findet man im unteren Teil einen lichter grauen Trachyandesit aufgeschlossen, der größere Einsprenglinge enthält. Unter einer dünnen rostbraunen Verwitterungskruste ist das Gestein sehr frisch erhalten. Es zeigt hie und da kleine Poren. Die Grundmasse erscheint mit freiem Auge sehr fein krystallinisch. Zahlreiche nach (010) tafelige Feldspateinsprenglinge von einer Größe bis zu $^3/_4$ *cm* sind zu erkennen und zeigen unter der Lupe manchmal die Zwillingsriefung nach dem Albitgesetz. Hie und da finden sich Biotittafeln (zirka $^1/_2$ *mm*) eingebettet in eine matte, schwarze Masse. Die ursprünglich sechseckige Gestalt ist durch Resorption mehr oder minder zerstört. Die herrschenden dunklen Gemengteile sind Pyroxene. Sie bilden schwarz—graugrüne, bis etwa 2 *mm* große Körner und Säulchen. Die lichten Plagioklaseinsprenglinge übertreffen sowohl an Zahl als an Größe die dunklen Einsprenglinge. Als Übergemengteil tritt stellenweise recht häufig Pyrit in kleinen Körnchen auf, die namentlich in feinen Klüften stärker angereichert sind.

Grundmasse.

Auch hier ist die Grundmasse holokrystallin. Wieder sind Feldspate der wichtigste Bestandteil, und zwar überwiegt Sanidin den Plagioklas beträchtlich an Menge. Er erscheint in unregelmäßigen

Körnern von einer Größe bis zu 0·05 *mm*. Der Plagioklas bildet schmale Lamellen, die gewöhnlich einfache Albitzwillinge sind und bei einer Breite von zirka 0·01 *mm* etwa 0·1 *mm* Länge erreichen. In zwei Schnitten senkrecht M und P wurde $\alpha' M = 33°$ gefunden, was 64% An entspricht. Als dunklen Gemengteil der Grundmasse finden wir Pyroxen ohne Krystallformen in unregelmäßig gestalteten Körnern, deren größte 0·02 bis 0·07 *mm* Länge erreichen. Meist ist es monokliner Pyroxen, nur bei einzelnen, gerade auslöschende Körnchen konnte nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, ob nicht etwa rhombischer Pyroxen vorliegt.

Zu den Erstausscheidungen des Gesteins, die aber nicht die Größe der Einsprenglinge erreichen, gehören auch hier Apatit, der in idiomorphen Säulchen recht oft auftritt und eine Länge bis zu etwa 0·2 *mm* bei einer Breite von 0·05 *mm* erreicht, und Magnetit, der ab und zu Oktaederformen zeigt, in etwa 0·01 *mm* großen Körnchen reichlich vorhanden ist und vereinzelt auch Körner bis zu 0·1 *mm* Größe bildet. Die schon mit freiem Auge erkennbaren, öfters in Adern angereicherten Pyritkörner stellen eine jüngere Bildung dar. In ihrer unmittelbaren Umgebung erscheinen die Pyroxene meist zersetzt. Bei der Herrichtung des Analysenmaterials wurden pyrithältige Stücke möglichst ausgeschieden.

Einsprenglinge.

Feldspat.

Der in der Grundmasse so häufige Sanidin kommt als Einsprengling nur sehr selten vor. Er erscheint mit der Grundmasse verwachsen, deren Bestandteile ihn in einer äußersten, etwa 0·1 bis 0·2 *mm* breiten Zone durchspicken. Die Korngröße dieser Einschlüsse ist noch beträchtlich kleiner als in der Grundmasse selbst. Der innere, klare Teil der Sanidine ist idiomorph, ausgenommen die Stellen, wo er an früher entstandene Plagioklaseinsprenglinge angrenzt. Als die Grundmasse auszukrystallisieren begann, bildete sich die äußere von Einschlüssen erfüllte, xenomorph begrenzte Zone. Das Wachstum der Sanidine hat also bei der Bildung der Grundmasse noch angedauert.

Der Plagioklas bildet häufig Karlsbader Albitzwillinge, oft auch noch mit Periklinlamellen. In Schnitten ungefähr parallel (010) erkennt man normale Zonenstruktur. Im Kern treten recht häufig unregelmäßig gestaltete, oft stark eingebuchtete Plagioklaspartien auf, die die Auslöschung der albitreicheren Hülle besitzen. Manchmal sind sie mit der Hülle durch schlauchartige Kanäle verbunden. Es handelt sich um Resorptionserscheinungen des Kerns. Die folgenden Messungen ergeben in ihren durch die mehr oder minder zentrische Schnittlage schwankenden Resultaten ein annäherndes Bild des Unterschieds zwischen Kern und Hülle.

Schnitt senkrecht M, Konjug. Auslöschung im Karlsbader Albitzwilling $\alpha' M$:
Ind. 1 34°, Ind. 2 15° entsprechend 61% An;
Ind. 1 34°, Ind. 2 17·5° 62
Ind. 1 32·5°, Ind. 2 17° 60
Ind. 1 29°, Ind. 2 11·5° 54

Schnitt senkrecht M und P, $\alpha' M$:
32·5° entsprechend 63% An;
29·5° 56

Schnitt senkrecht γ, α' Periklinlamellen = 38° entsprechend 63% An;
Schnitt senkrecht Achse A. AE P = 34°, AE σ = 33°, AE M = 47° entsprechend 47 bis 48% An;
Winkel $B_1 B'_2$ = 27° entsprechend 50% An;
Winkel der AE in Ind. 1 und Ind. 2' = 82·5° entsprechend 54% An.

Die in den vorher besprochenen Gesteinen so häufigen Sanidinsäume um die Plagioklase sind hier nur selten deutlicher entwickelt. Recht häufig aber beobachtet man ganz unregelmäßig begrenzte Fetzen von Sanidin eingeschlossen, die untereinander gleich orientiert sind und zum Plagioklas in paralleler Stellung stehen. Bei Karlsbader Zwillingen sind auch die Sanidineinschlüsse in den beiden Zwillingsstellungen, während sie in den Albitlamellen gleich orientiert bleiben. Auch längs Klüften und Sprüngen dringt Sanidin in paralleler Orientierung in den Plagioklas ein. Die Bildung dieser Sanidineinschlüsse ist wohl — wie die der ähnlichen in den gröber körnigen Adern und Schlieren des vorher beschriebenen Gesteins — mit Resorption durch das relativ k-reiche Magma zu erklären. Neben den Sanidineinschlüssen haben Einschlüsse von Apatit, Magnetit, Pyroxen eine geringere Bedeutung. Hier handelt es sich um echte Einschlüsse von früher gebildeten Mineralen. Von Interesse ist, daß, wenn auch sehr selten, unveränderter Biotit als Einschluß auftritt. Von dem umhüllenden Plagioklas wurde er vor der Umwandlung geschützt, die die Biotiteinsprenglinge erlitten haben.

Die Gestalt der Plagioklase ist annähernd idiomorph. Nicht selten aber erkennt man Korrosionsbuchten, die erweisen, daß der Plagioklas später mit der Schmelze nicht im Gleichgewicht war.

Diopsidischer Augit.

Gewöhnlich bildet er rundliche Körner, nur manchmal sind die Krystallformen des basaltischen Augits zu sehen. Zwillingslamellen nach (100) treten häufig auf.

$2 V\gamma = 45·5°$, $c\gamma = 39·5°$, $\gamma - \alpha = 0·028$ ($\Gamma = 0·486\ \mu$, $d = 17\ \mu$).
Dispersion: Achse A sehr schwach $\rho > v$, Achse B deutlich $\rho > v$;
$c\gamma_\rho < c\gamma_v$ (schwach).

Zonarstruktur ist hie und da zu erkennen, wobei die Auslöschungsschiefe im Kern etwas kleiner ist als in der Hülle. Als Einschlüsse, die manchmal zonar angeordnet erscheinen, finden sich Apatit, Magnetit und ab und zu in einzelnen Fetzen auch optisch einachsiger Biotit. Recht selten tritt ein parallel orientierter Kern

von Hypersthen auf, der deutliche Resorptionsbuchten zeigt. In den beiden Mineralen liegen *b*- und *c*-Achse parallel.

Hypersthen.

An Menge tritt der rhombische Pyroxen gegen den monoklinen zurück. Er findet sich in vereinzelten Einsprenglingen, häufig mit stark korrodierter Oberfläche, so daß er dann im Dünnschliff in parallel orientierte, völlig unregelmäßig begrenzte Teile zerstückelt erscheint, und bildet nach der *c*-Achse gestreckte, bis zu 2 *mm* lange Tafeln nach (010). Die Korrosionslöcher sind von Grundmasse erfüllt, wenn der Hypersthen frisch und unverändert ist, mit einer dichten, nicht auflösbaren Masse von Zersetzungsprodukten hingegen, wenn der Hypersthen verändert ist.

Spaltbarkeit nach (110) ist deutlich, nach (100) sehr untergeordnet. Absonderung senkrecht zur Prismenzone ist sehr unregelmäßig. Spaltbarkeit nach (010) fehlt.

$\gamma - \alpha = 0\cdot012$ $(\Gamma = 0\cdot173\,\mu,\ d = 15\,\mu)$, $\gamma - \beta = 0\cdot005$ $(\Gamma = 0\cdot055\,\mu,\ d = 12\,\mu)$.

Optischer Charakter negativ, $2\,V$ groß.

Nach der Mallard'schen Näherungsformel[1] ergibt sich aus $\gamma - \alpha$ und $\gamma - \beta$, $V_\gamma = 49^3/_4{}^\circ$, somit $2\,V_\alpha = 80\cdot5^\circ$.

Pleochroismus: α blaß rötlichgelb, β blaß gelblich, blaß grünlich.

Nach den Kurven von Mrha[2] ergäbe sich aus dem Wert für $2\,V_\alpha$ zirka $25\,^0/_0$ $FeSiO_2$. Als Einschlüsse findet man in den Hypersthenen Magnetit und Apatit.

Biotit.

So wie im vorher besprochenen Gestein ist einachsiger, brauner Biotit nur in seltenen Ausnahmsfällen erhalten geblieben. Magnetitreiche, im Kern grob, in der Hülle feinkörnige Schmitzen sind an seine Stelle getreten. Ehemalige Apatiteinschlüsse sind unverändert erhalten. Neben Magnetit sind Feldspate, vorherrschend Sanidin in den Pseudomorphosen enthalten. Außerdem tritt häufig ein Serpentinmineral auf, dessen Lichtbrechung unter der des Sanidins liegt. Es bildet kurze, quergefaserte Adern und rosettenartige, das Brewster'sche Kreuz zeigende Verwachsungen zwischen den Magnetitkörnern. In der Faserrichtung liegt γ, die Doppelbrechung entspricht der von Serpentin. Pyroxenkörner von schwankender Größe findet man nur stellenweise. Es sind wohl ursprüngliche Einschlüsse des Biotits.

---

[1] $\cos V_\gamma = \sqrt{\frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}}$.

J. Mrha, Beiträge zur Kenntnis des Kelyphit; Tschermaks Min.-Petrogr. Mitt., 1900, *19*, 140.

Daß Biotit in unregelmäßig gestalteten Fetzen als Einschluß ab und zu in Plagioklas- und Augiteinsprenglingen unzersetzt auftritt, wurde schon erwähnt.

Olivin.

Daß das Gestein einmal olivinführend war, kann nicht mit voller Sicherheit angegeben werden. In geringer Zahl treten bis 0·5 *mm* lange Pseudomorphosen im Gestein auf, die keinerlei Reste des Ausgangsmaterials erkennen lassen. In ihrem Innern findet man einzelne größere Magnetitkörner unregelmäßig begrenzt und eingebettet in einer trüben Masse, die stellenweise gewundene, quergefaserte Adern bildet. Die Fasern haben niedere Licht- und Doppelbrechung, γ in der Längsrichtung. Wahrscheinlich liegt Serpentin vor. Als gut erhaltene, ehemalige Einschlüsse findet man Augit in unregelmäßigen Körnern und Apatitsäulchen. Gewöhnlich sind die Pseudomorphosen rundlich gestaltet, seltener zeigen sie krystallographische Begrenzung angedeutet, die sich mit Olivinformen in Einklang bringen läßt. Dadurch scheint es wahrscheinlich, daß es sich um ehemalige Olivineinsprenglinge handelt.

Mineralbestand und systematische Stellung.

In der folgenden Tabelle sind die wesentlichen Gemengteile der besprochenen Gesteine zusammenfassend dargestellt. Einsprenglinge und Bestandteile der Grundmasse sind gesondert angeführt, wobei jeweils die unter den lichten, beziehungsweise dunklen Gemengteilen vorherrschenden, mit einem liegenden Kreuz (×) und die in geringerer Menge vorhandenen, mit einem stehenden Kreuz (+) gekennzeichnet sind. Gleiche Zeichen bedeuten kein wesentliches Vorwalten des einen über den anderen Gemengteil. Durch Einklammern des Zeichens ist angedeutet, daß das betreffende Mineral in einem späteren Stadium der Auskrystallisation mehr oder minder vollkommen resorbiert oder umgewandelt wurde. Die Abkürzungen bedeuten:

Sa = Sanidin, Pl = Plagioklas, Bi = Biotit (Anomit), Py = diopsidischer Augit, Hy = Hypersthen, Ol = Olivin.

1. Biotit-Augit-Trachyandesit; Südende der Klause.
2. Biotit-Augit-Trachyt; Plateau von Bärenreuth.
3. Biotit-Augit-Trachyandesit; Oberster Eichgraben.
4. Augit-Trachyandesit; Nordfuß der Kogeln.
5. Hypersthen-Augit-Trachyandesit; Graben im N zwischen den Kogeln.

Aus der Tabelle lassen sich die mineralogischen Charakterzüge der Gleichenberger Eruptiva gut ersehen. So ist hervorzuheben, daß alle analysierten Typen Sanidin führen. Er fehlt in der Grundmasse nie, ist aber auch als Einsprengling verbreitet, wenngleich

Gestein	Einsprenglinge						Grundmasse			
	Sa	Pl	Bi	Py	Hy	Ol	Sa	Pl	Py	Hy
1	+	×	×	×	(+)	(+)	×	×	+	—
2	×	×	+	×	—	(×)	+	×	+	—
3	—	×	+	×	—	(+)	+	×	+	—
4	—	×	(+)	×	(+)	(+)	×	×	×	+
5	+	×	(+)	×	+	(+)	×	+	×	+?

oft nur in sehr kleiner Menge.[1] Weiters sind Umwandlungsprodukte nach Olivin (Iddingsit oder Serpentin) fast immer mit Sicherheit zu erkennen. Rhombischer Pyroxen ist recht verbreitet, tritt aber selbständig nur in den Proben 1, 4 und 5 auf, die aus den älteren Ergüssen stammen. Glas ist in keinem der Gesteine nachzuweisen.

Vergleicht man diese Resultate mit den älteren Beschreibungen, so erkennt man, daß den früheren Beobachtern der Sanidingehalt der Gesteine öfters entgangen ist. Die Einteilung, welche A. Sigmund[2] gibt (siehe p. 465), wird dadurch hinfällig, daß er gerade das vermeintliche Fehlen oder Vorhandensein von Sanidin in der Grundmasse als Grundlage seiner systematischen Einteilung nimmt.[3] Seine »Andesite« enthalten entgegen seinen Angaben Sanidin in der Grundmasse, manchmal sogar vereinzelte Sanidineinsprenglinge (Probe 5), ebenso seine »trachytoiden Andesite«. In den »Andesitoiden« Sigmund's kommt, wie ich beobachten konnte, Sanidin sporadisch als Einsprengling vor. Damit fallen die Unterschiede zwischen den »Andesiten« und »Andesitoiden« sowie zwischen den »trachytoiden Andesiten« und Trachyten Sigmund's fort. Seine Trachyte unterscheiden sich von den »Andesiten« nur durch das Zurücktreten oder Fehlen der Sanidineinsprenglinge bei den letzteren.

F. Angel[5] behielt die Bezeichnungen von Sigmund bei, stellt aber die Trachyte Toskaniten, Ciminiten und latitischen Trachyten gleich. Dem ist entgegenzuhalten, daß, abgesehen von chemischen Unterschieden, die später behandelt werden, die Toskanite glasreiche Biotit-Hypersthen-Trachyte sind, während die von Angel mit diesen parallelisierten Gesteine keinen oder nur Reste von Hypersthen führen. Echte Ciminite gehören nach Rosenbusch zu den Trachydoleriten und enthalten keine wesentlichen Mengen von Sanidineinsprenglingen, die für die damit gleichgesetzten Gleichenberger

---

[1] Dünnschliffe anderer Proben ergeben ebenfalls das Vorhandensein von Sanidin mindestens in der Grundmasse.

[2] A. Sigmund, Die Eruptivgesteine bei Gleichenberg. Tschermak's Min. Petrogr. Mitt., 1902, *21*, 303.

[3] Siehe auch A. Marchet, Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., Anz. Nr. 22, 1927; Centralbl. f. Min. usw., 1927, Abt. A, 443; Fortschr. d. Min., Kryst. und Petrogr., 1927, *12*, 56; Zeitschr. f. Kryst., 1928, *66*, 494.

[4] F. Angel, Gesteine der Steiermark; Mitt. d. Naturwiss. Vereines f. Steiermark, Graz, 1924, *60* B, 101—111.

Gesteine gerade charakteristisch sind. Die Bezeichnung latitische Trachyte für Sigmund's trachytoide Andesite erscheint mir aber richtig, wenn dadurch der Unterschied von Alkalitrachyten angedeutet werden soll. Daß die Beschreibungen auch in Angel's Werk mancher Korrektur bedürfen (insbesondere Sanidingehalt der Grundmasse), wurde schon erwähnt. Der reichliche Sanidingehalt der Grundmasse und der oft nicht unbeträchtliche Olivingehalt erweisen, daß unter den Gleichenberger Gesteinen echte Andesite, wie sie z. B. in Ungarn auftreten, nicht zu finden sind. Schon nach dem Mineralbestand ergibt sich als richtige Bezeichnung Trachyandesit. Durch stärkeres Auftreten von Sanidineinsprenglingen gehen die älteren Trachyandesite in jüngere Trachyte über. Eine scharfe Grenze zwischen den beiden Gruppen existiert nicht.

III. Chemischer Teil.

Analysenprojektionen.

1. Konzentrationstetraeder.

Zum Vergleich der Analysen wurde die Projektion im Nigglischen Konzentrationstetraeder verwendet, da diese frei ist von weitergehenden Stoffzusammenfassungen. Für die Darstellung des Tetraeders wurde die Methode von F. Becke[1] verwendet, da bei dieser das gesamte Tetraeder abgebildet wird und nicht nur bestimmte Schnitte durch dasselbe. Dadurch lassen sich Gesteine, deren Projektionspunkte in verschiedenen Schnitten nach Niggli liegen, besser vergleichen. Die Becke'sche Art der Darstellung hat auch den Vorteil, daß zur Eintragung der Punkte ein rechtwinkeliges Koordinatenkreuz dient und daher gewöhnliches Millimeterpapier verwendet werden kann.

Weiters wurden noch Hilfsprojektionen ausgearbeitet, die sich aus den Werten der Tetraederprojektion berechnen lassen und einerseits die Zusammensetzung des normativen Feldspats oder bei SiO_2-Mangel entsprechender Feldspatvertreter (Feldspatprojektion), anderseits die normative Verteilung der Kieselsäure auf die Gemengteile ergeben.

2. Feldspatprojektion.

P. Niggli[2] trägt zur Darstellung des normativen Feldspates die Werte *k* und

$$\frac{2\ \text{alk}}{\text{al} + \text{alk}}$$

[1] F. Becke, Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen; Tschermak's Min.-Petrogr. Mitt., 1927, *37*, 27—56.

[2] P. Niggli, Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte; Schweiz. Min.-Petrogr. Mitt., 1927, *7*, 116 bis 133.

in ein rechtwinkeliges Koordinatensystem ein. Bei Tonerdeüberschuß (al > alk + c) tritt an Stelle von

$$\frac{2\text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}}$$

der Wert

$$\frac{2\text{ alk}}{2\text{ alk} + c}.$$

Diese Art der Darstellung hat den Nachteil, daß sowohl die Punkte gleicher Plagioklaszusammensetzung, aber schwankenden Kalifeldspatgehaltes als auch die Punkte gleichen Plagioklas-Kalifeldspatverhältnisses, aber schwankender Plagioklaszusammensetzung, sich längs hyperbolischen Kurven ordnen. Dies bringt eine Erschwerung der Auswertung der Projektion mit sich. Bei Alkaliüberschuß

$$\left(\frac{2\text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}} > 1\right)$$

ist kein normativer Anorthit vorhanden, der Alkaliüberschuß wird als Aegirin verrechnet. Dadurch gibt nicht die k-Zahl das Verhältnis Kali- zu Natronfeldspat, sondern eine Zahl k'. Niggli's[1] konstruktive Ermittlung von k' ist nicht richtig, da die Punkte $Ab = 0$, $Ak = m$, $Or = n$ nicht in die Gerade $\overline{Or, Ak}$ fallen, sondern sich auch wieder längs einer hyperbolischen Kurve anordnen, die gegen den Punkt $Ab = 100$ ausgebaucht ist. Man kann sich durch Berechnung überzeugen, daß die Koordinaten z. B. für den Punkt $Ab = 0$, $Or = 1$, $Ak = 1$ nicht $k = 0 \cdot 5$ und

$$\frac{2\text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}} = 1 \cdot 5$$

lauten, sondern $k = 0 \cdot 5$ und

$$\frac{2\text{ alk}}{\text{al} + \text{alk}} = 1 \cdot 33.$$

Durch Einzeichnen mehrerer Kurven, die jeweils Punkte gleicher Feldspatzusammensetzung und wechselnden Akmitgehaltes verbinden, könnte man sich Hilfslinien schaffen, die zur Ermittlung von k' dienen. Man müßte zwischen ihnen jene Kurve interpolieren, auf der der Projektionspunkt liegt. Der Schnittpunkt dieser Kurve mit der Linie $\overline{Ab, Or}$ ergibt dann den Wert für k'.

Um diesen etwas umständlichen Konstruktionen zu entgehen, habe ich vorgezogen, lieber die Berechnung ein wenig komplizierter zu gestalten, dafür aber die Ablesungen aus der Lage des Projektionspunktes sehr zu vereinfachen. Zur Projektion dienen zwei

[1] l. c., p. 120.

gleichschenkelige Dreiecke, die mit der vertikal gestellten Grundlinie $\overline{ab, or}$ zusammenstoßen und so einen Rhombus ergeben. Höhe und Grundlinie der Dreiecke sind gleich, so daß die Dreiecke wie bei F. Becke's $a_0\, c_0\, f_0$-Projektion nahezu gleichseitig sind. Die Berechnung der Punktkoordinaten geht von den Tetraederprojektionswerten alk, al, c, k und $\xi = \text{alk} + \text{al}$, $\zeta = \text{alk} + c$ aus.

1. Im Normalfall $\text{alk} < \text{al} < \text{alk} + c$ ergibt sich:

$$Or = k \,.\, 2\ \text{alk}, \quad Ab = (1-k) \,.\, 2\ \text{alk}, \quad An = \text{al}-\text{alk}, \quad Or + Ab + An = \text{al} + \text{alk} = \xi.$$

Somit

$$or = \frac{k \,.\, 2\ \text{alk}}{\xi} \times 10 \quad ab = \frac{(1-k) \,.\, 2\ \text{alk}}{\xi} \times 10 \quad an = \frac{\text{al}-\text{alk}}{\xi} \times 10$$

$$ab - or = \frac{2\ \text{alk}\ (1-2\ k)}{\xi}.$$

2. Bei Tonerdeüberschuß $\text{al} > c + \text{alk}$ erfolgt die Berechnung in folgender Weise:

$$Or = k \,.\, 2\ \text{alk}, \quad Ab = (1-k) \,.\, 2\ \text{alk}, \quad An = c,$$
$$Or + Ab + An = 2\ \text{alk} + c = \text{alk} + \zeta.$$

Somit

$$or = \frac{k \,.\, 2\ \text{alk}}{\text{alk} + \zeta} \times 10 \quad ab = \frac{(1-k) \,.\, 2\ \text{alk}}{\text{alk} + \zeta} \times 10 \quad an = \frac{c}{\text{alk} + \zeta} \times 10$$

$$ab - or = \frac{2\ \text{alk} \,.\, (1-2\ k)}{\text{alk} + \zeta} \times 10.$$

3. Bei Alkaliüberschuß kommt das rechte Dreieck ab, or, ak zur Verwendung.

$$Or = k \,.\, 2\ \text{alk}, \quad Ab = 2\ (\text{al} - k \,.\, \text{alk}), \quad An = 2\ (\text{alk} - \text{al}),$$
$$Or + Ab + Ak = 2\ \text{alk}.$$

Somit

$$or = 10 \,.\, k \qquad ab = \frac{\text{al} - k \,.\, \text{alk}}{\text{alk}} \times 10 \qquad ak = \frac{\text{alk} - \text{al}}{\text{alk}} \times 10$$

$$ab - or = \frac{\text{al} - 2\ k \,.\, \text{alk}}{\text{alk}} \times 10.$$

Die Eintragung des Projektionspunktes kann in verschiedener Weise erfolgen.

Fall 1 und 2, Dreieck *ab*, *or*, *an* (siehe Fig. 1).

Die vertikal gestellte Grundlinie hat oben den Eckpunkt »*ab*«, unten den Eckpunkt »*or*« und ist von der Mitte nach oben und unten in je 10 Teile geteilt. Ihr gegenüber liegt der Eckpunkt »*an*«, dessen Abstand von der Grundlinie in 10 Teile geteilt und gleich lang wie die Grundlinie ist. Nullpunkt der Grundlinienteilung ist

deren Mitte; von hier werden nach oben positive, nach unten negative Werte von $(ab—or)$ abgetragen. Auf der Symmetrale des Dreiecks (Nullpunkt der Grundlinie bis Eckpunkt »*an*«) wird der Wert »*an*« eingetragen. Durch die beiden aufeinander senkrechten Koordinaten ist die Lage des Projektionspunktes im Dreieck gegeben.

Zur Einzeichnung des Punktes genügt aber auch schon die Berechnung von »*an*« allein. An Stelle von $(ab—or)$ wird dann k verwendet. Eckpunkt »*ab*« ist identisch mit $k = 0$, Eckpunkt »*or*« mit $k = 1$, Mitte der Grundlinie $(ab—or = 0)$ mit $k = 0 \cdot 5$. Vom entsprechenden Wert für k auf der Grundlinie legt man eine Gerade nach »*an*«. Auf dieser Geraden liegt im Abstand »*an*« von der Grundlinie der Projektionspunkt (siehe Fig. 1).

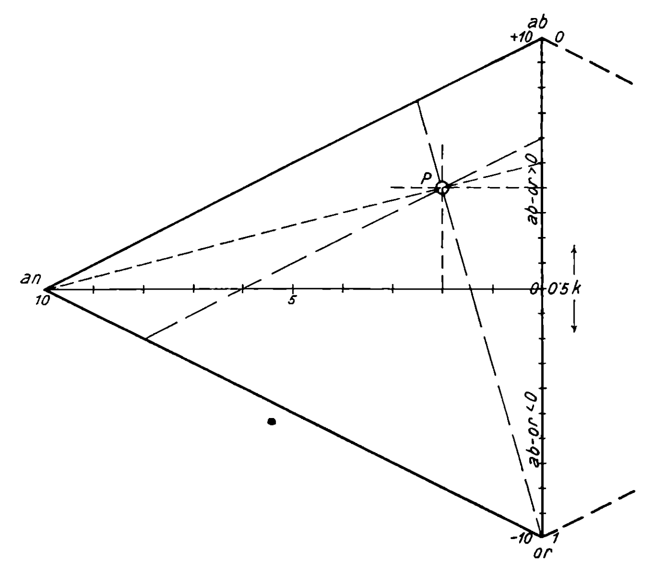


Fig. 1. Feldspatdreieck.

Projektionswerte für P: $or = 2 \cdot 0$, $ab = 6 \cdot 0$, $an = 2 \cdot 0$, $k = 0 \cdot 25$.

Das molekulare Verhältnis zwischen normativem Anorthit und Alkalifeldspat ist gegeben durch »*an*«. Die Zusammensetzung des normativen Plagioklases läßt sich auch graphisch bestimmen. Man legt eine Gerade durch »*or*« und den Projektionspunkt. Die Lage des Schnittpunkts dieser Geraden mit der Seite $\overline{ab, an}$ gibt die gesuchte Zusammensetzung. Um das molekulare Verhältnis Plagioklas Kalifeldspat graphisch zu ermitteln, legt man durch den Projektionspunkt eine Parallele zur Seite $\overline{ab, an}$. Aus der Lage des Schnittpunktes dieser Parallelen mit der Seite $\overline{ab, or}$ oder $\overline{an, or}$ ist das Verhältnis gegeben.

Fall 3, Dreieck *ab, or, ak* (siehe Fig. 2).

Die Grundlinie hat die gleiche Lage, ihre Enden die gleiche Bezeichnung wie früher. Die Teilung ist ebenfalls die gleiche. Der punkt »*ak*« liegt symmetrisch zu »*an*« rechts von der Grundlinie. Der Abstand von »*ak*« bis zur Mitte der Grundlinie ($ab - or = 0$) ist wieder in 10 Teile geteilt. Sind die Werte *ab, or, ak* berechnet, so erfolgt die Eintragung analog wie früher; »*ak*« gibt die Abszisse, ($ab - or$) die Ordinate.

Auch hier kann die Eintragung bloß mittels der Werte »*ak*« und *k* erfolgen, doch muß man wegen des Na_2O-Gehaltes des Akmits etwas anders vorgehen. Auf der Grundlinie ist *k* abzulesen (Eckpunkt »*ab*« identisch mit $k = 0$, Eckpunkt »*or*« mit $k = 1$,

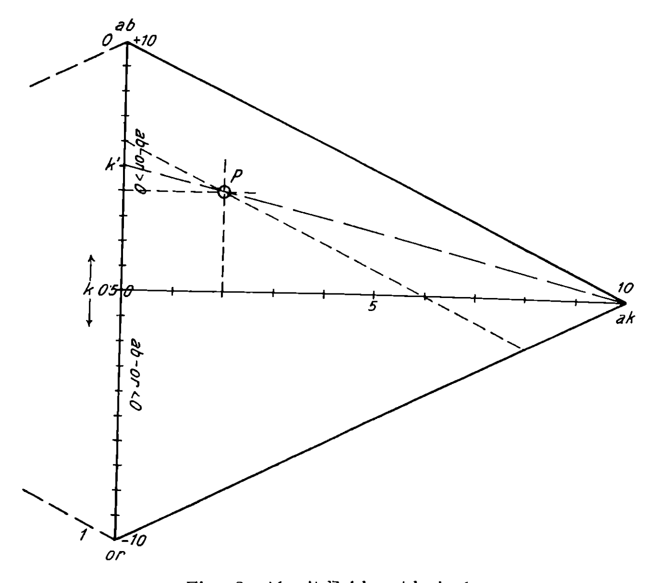


Fig. 2. Akmit-Feldspatdreieck.

Projektionswerte für *P*: $or = 2 \cdot 0$, $ab = 6 \cdot 0$, $ak = 2 \cdot 0$, $k = 0 \cdot 20$.

Mitte mit $k = 0 \cdot 5$). Von diesem Punkt wird nun eine Parallele zur Seite $\overline{ab, ak}$ gelegt. Der Punkt dieser Parallelen, der den Abstand »*ak*« von der Grundlinie hat, ist der Projektionspunkt.

Aus der Projektion ergibt sich der Kalifeldspatgehalt des normativen Alkalifeldspates nun sehr einfach aus der Lage des Schnittpunktes einer Geraden durch »*ak*« und den Projektionspunkt mit der Seite $\overline{ab, or}$. Es ist dies der Wert *k'* der Niggli'schen Darstellung. Durch den Wert *k* ist das molekulare Verhältnis normativer Kalifeldspat zu Summe von Akmit und Albit gegeben, durch »*ak*« das molekulare Verhältnis Akmit zu Alkalifeldspat.

3. Kieselsäureprojektion.

Zur Darstellung der Verteilung des SiO_2-Gehaltes auf normative leukokrate und melanokrate Gemengteile wurde von P. Niggli[1] eine Projektion in einem gleichseitigen Dreieck angegeben. Je nachdem ob alk < al oder alk > al ist Niggli's Berechnungsweise verschieden. Ein Tonerdeüberschuß wird nicht berücksichtigt, sondern ist bei dieser Berechnungsart als $Al_2O_3 . 2\,SiO_2$ in der Zahl Ls (Kieselsäureanteil der Feldspate) enthalten. Da ein Gemengteil dieser Zusammensetzung bei frischen krystallinen Gesteinen nicht vorkommt ($2\,H_2O . Al_2O_3 . 2\,SiO_2$ wäre Kaolin), sondern ein eventueller Tonerdeüberschuß in den dunklen Gemengteilen (z. B. Biotit, tonerdehältige Pyroxene usw.) enthalten ist, habe ich für diesen Fall einen dritten Gang der Berechnung durchgeführt. Ein Mangel an SiO_2 kann sich in den Gesteinen durch Gehalt an niedriger silifizierten lichten oder dunklen Gemengteilen (z. B. Feldspatvertreter oder Olivin) ausdrücken. Bleibt man mit Niggli bei der Berechnung der höchstsilifizierten Normminerale, so wird durch das Kieselsäuremanko die Quarzzahl negativ. Man ist dadurch unabhängig von der Art der niedriger silifizierten Minerale. Der Berechnungsgang wurde für den normalen Fall alk < al < alk + c und den seltenen Fall alk > al (Alkaliüberschuß) von Niggli bereits angegeben. Er sei trotzdem neben der Berechnung für Tonerdeüberschuß hier kurz angeführt.

si' = Kieselsäureanteil der Feldspate,
si'' = Kieselsäureanteil der femischen Gemengteile,
si''' = Kieselsäureanteil des Quarzes.
$si' + si'' + si''' = si.$

$$ls = \frac{si'}{si} \qquad fs = \frac{si''}{si} \qquad qs = \frac{si'''}{si} \qquad ls + fs + qs = 1$$

1. alk < al < alk + c.

Normative Gemengteile:

Alkalifeldspat	$R_2O . Al_2O_3 . 6\,SiO_2$,
Anorthit	$CaO . Al_2O_3 . 2\,SiO_2$,
Pyroxen	$(CaO, RO)\,SiO_2$,
Quarz	SiO_2.

$$si' = 6\,\text{alk} + 2\,(\text{al}-\text{alk}) = 2\,(2\,\text{alk} + \text{al}) = 2\,(\xi + \text{alk}).$$
$$si'' = c - (\text{al}-\text{alk}) + fm = c + \text{alk} + fm - \text{al} = 100 - 2\,\text{al},$$
$$si''' = si - 2\,(2\,\text{alk} + \text{al}) - (100 - 2\,\text{al}) = si - 100 + 4\,\text{alk}.$$

[1] P. Niggli, Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen auf Grund der Molekularwerte; l. c., p. 126.

Somit

$$ls = \frac{(2\,\xi + \text{alk}}{si} \qquad fs = \frac{100 - 2\,\text{al}}{si} \qquad qs = 1 - \frac{100 + 4\,\text{alk}}{si}$$

2. al > alk + c (Tonerdeüberschuß)

Normative Gemengteile:

Alkalifeldspat..	..$R_2O.Al_2O_3.6\,SiO_2$,
Anorthit	.$CaO.Al_2O_3.2\,SiO_2$,
Pyroxen	..$RO.SiO_2$, $RO.Al_2O_3.SiO_2$,
Quarz	...SiO_2.

$$si' = 6\,\text{alk} + 2\,c = 2\,(3\,\text{alk} + c) = 2\,(\zeta + 2\,\text{alk}),$$
$$si'' = fm,$$
$$si''' = si - 2\,(\zeta + 2\,\text{alk}) - fm.$$

Somit

$$ls = \frac{2\,(\zeta + 2\,\text{alk})}{si} \qquad fs = \frac{fm}{si} \qquad qs = 1 - \frac{2\,(\zeta + 2\,\text{alk}) + fm}{si}.$$

3. alk > al (Alkaliüberschuß).

Normative Gemengteile:

Alkalifeldspat......	..$R_2O.Al_2O_3.6\,SiO_2$,
Akmit......	..$Na_2O.Fe_2O_3.4\,SiO_2$,
Pyroxen........	..$(CaO.\,RO)\,SiO_2$,
Quarz....	........SiO_2.

$$si' = 6\,\text{al},$$
$$si'' = 4\,(\text{alk} - \text{al}) + c + fm - 2\,(\text{alk} - \text{al}) = \text{alk} + c + fm + \text{alk} - 2\,\text{al} =$$
$$= 100 + \text{alk} - 3\,\text{al},$$
$$si''' = si - 6\,\text{al} - (100 + \text{alk} - 3\,\text{al}) = si - (100 + \text{alk} + 3\,\text{al}).$$

Somit

$$ls = \frac{6\,\text{al}}{si} \qquad fs = \frac{100 + \text{alk} - 3\,\text{al}}{si} \qquad qs = 1 - \frac{100 + \text{alk} + 3\,\text{al}}{si}.$$

Um die Eintragung der Projektionspunkte möglichst einfach zu machen, verwende ich wie bei der Feldspatprojektion ein rechtwinkeliges Koordinatensystem (Millimeterpapier). Es wird also wieder statt eines gleichseitigen ein gleichschenkeliges Dreieck, das nur annähernd gleichseitig ist, verwendet. Abgesehen von der kleinen Verzerrung wird das Dreieck gegen die Stellung bei Niggli um zirka 30° entgegen dem Uhrzeigersinn verdreht, so daß die Eckpunkte q ($ls = 0$, $fs = 0$, $qs = +1$) und f ($ls = 0$, $fs = 1$, $qs = 0$) auf der vertikalgestellten Grundlinie liegen. Ihre Entfernung wird praktisch mit 10 *cm* genommen. Die gleichfalls 10 *cm* lange Symmetrale des Dreiecks liegt horizontal und endet rechts im Eckpunkt l ($ls = 1$,

$fs = 0$, $qs = 0$). In dieses Dreieck, dessen Seiten durch das Millimeternetz in hundert Teile geteilt sind, fallen die Projektionspunkte aller Gesteine mit $qs > 0$. Für die Projektion von Gesteinen mit $qs < 0$ müssen die Seiten $\overline{ql}$ über l hinaus und $\overline{qf}$ über f hinaus verlängert werden.

Zur Eintragung eines Punktes geht man von den Werten ls und qs—fs aus (siehe Fig. 3!). Die Seite $\overline{qf}$ ist ähnlich wie beim Feldspatdreieck in halb so große Teile geteilt wie die Abszissenachse.

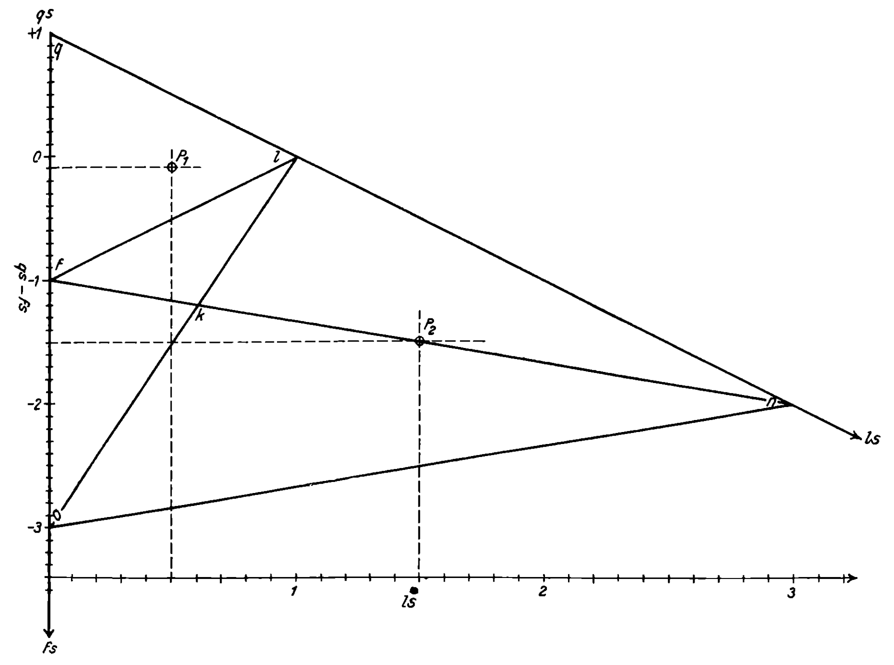


Fig. 3. Kieselsäureprojektion.
Projektionswerte P_1 $ls = 0 \cdot 5$, $fs = 0 \cdot 3$, $qs = 0 \cdot 2$
P_2 $ls = 1 \cdot 5$, $fs = 0 \cdot 5$, $qs = -1 \cdot 0$.

Der Eckpunkt q entspricht dem Werte qs—$fs = 1$, der Eckpunkt f dem Werte qs—$fs = -l$, die Mitte der Seite $\overline{qf}$ dem Werte qs—$fs = 0$. Noch höhere negative Werte von qs—fs werden im gleichen Maßstab weiter nach unten aufgetragen. Der Projektionspunkt ist dann durch die Abszisse ls und die Ordinate qs—fs mittels des Millimeternetzes leicht zu finden.

Schon von Niggli wurde betont, daß völlig *si*-freie Gemengteile, wie z. B. Erz bei dieser Darstellung nicht berücksichtigt werden. Bezüglich der Schlüsse, die man aus der Lage des Punktes innerhalb der verschiedenen Felder der Projektion auf den Mineralbestand ziehen kann, sei auf die Arbeit von Niggli (l. c., p. 129) verwiesen. Es sei nur hervorgehoben, daß im allgemeinen pazifische

Gesteine ihre Projektionspunkte im Dreieck *q, l, o* haben werden (siehe Fig. 3!), während SiO_2-arme atlantische Gesteine im Dreieck *l, o, n* zur Projektion gelangen. Unterhalb die Linie $\overline{o\,n}$ fallen keine gewöhnlichen Eruptiva.

Es seien noch die Projektionswerte für einige Eruptivgesteinsminerale, respektive Mischungsglieder von solchen angeführt. Die Werte sind bis auf Biotit die gleichen wie bei Niggli. Die Abweichung bei Biotit wird durch die andere Berechnungsart bei Tonerdeüberschuß hervorgerufen.

			ls	*fs*	*qs*
Quarz	SiO_2	*q*	0	0	1
Alkalifeldspat	$R_2O.Al_2O_3.6\,SiO_2$	*l*	1	0	0
Anorthit	$CaO.Al_2O_3.2\,SiO_2$	*l*	1	0	0
Rhomb. Pyroxen	$RO.SiO_2$	*f*	0	1	0
Diopsid	$CaO.RO.2\,SiO_2$	*f*	0	1	0
Akmit	$Na_2O.Fe_2O_3.4\,SiO_2$	*f*	0	1	0
Olivin	$2\,RO.SiO_2$	*o*	0	2	—1
Leuzit	$K_2O.Al_2O_3.4\,SiO_2$	—	1·5	0	—0·5
Nephelin	$Na_2O.Al_2O_3.2\,SiO_2$		3	0	—2
Tschermak'sches Molekül	$CaO.Al_2O_3.SiO_2$		2	0	—1
Gehlenit	$3\,CaO.Al_2O_3.2\,SiO_2$		1	1	—1
Gehlenit	$2\,CaO.Al_2O_3.SiO_2$	—	2	1	—2
Melanit	$3\,CaO.Fe_2O_3.3\,SiO_2$	—	0	1·7	—0·7
Melilith	$CaO.MgO.Al_2O_3.2\,SiO_2$	—	1	0·5	—0·5
Melilith	Mittel nach Niggli		1·2	0·6	—0·8
Biotit	Mittel nach Niggli	—	1	1	1

Analysenergebnisse.

Die Analysen erfolgten nach den üblichen Methoden: I. Hauptaufschluß mit Soda zur Bestimmung von SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (Gesamt-), CaO, MgO. II. Soda-Salpeter-Aufschluß für S, BaO, MnO. III. Flußsäure-Schwefelsäure-Aufschluß für FeO. IV Aufschluß mit HNO_3 für P_2O_5. V Aufschluß nach L. Smith für K_2O, Na_2O. VI. Wasserbestimmung nach Brush-Penfield. VII. CO_2-Bestimmung durch Absorption des durch HCl ausgetriebenen CO_2 in Natronkalkröhren.

1. **Olivinführender Biotit-Augit-Trachyandesit,** Klause.

I. Sodaautschluß: 1·0324 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·6140 *g* SiO_2 (I. SiO_2 = 0·6097 *g*, II. SiO_2 = 0·0043 *g*), 0·2560 *g* $Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2+P_2O_5+$II. SiO_2, 0·0124 *g* TiO_2, 0·0650 *g* Fe_2O_3, 0·0453 *g* CaO, 0·0342 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Soda-Salpeter-Aufschluß: 0·9528 *g* (bei 110° getrocknet) gaben 0·0003 *g* $BaSO_4$ (S), 0·0015 *g* $BaSO_4$ (BaO), 0·0009 *g* MnO.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·9702 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten 2·89 cm^3 $KMnO_4$-Lösung (1 cm^3 = 0·007935 *g* FeO) entsprechend 0·0229 *g* FeO. 0·9804 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten 2·96 cm^3 $KMnO_4$-Lösung entsprechend 0·0235 *g* FeO.

IV. P_2O_5-Bestimmung: 1·0041 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0519 *g* $P_2O_5 . 24\, MoO_3$ entsprechend 0·0020 *g* P_2O_5.

V Alkalibestimmung: 0·5039 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0863 *g* Alkalisulfate, 0·0541 *g* Pt entsprechend 0·0260 *g* K_2O; zum Aufschluß verwendet 4·519 *g* $CaCO_3$ mit 0·0005 *g* K_2O- und 0·0006 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0255 *g* K_2O, 0·0160 *g* Na_2O.

VI. Wasserbestimmung: 1·0197 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0223 *g* H_2O (Gesamt-). 1·0292 *g* (lufttrocken) gaben 0·0075 *g* H_2O (—110°).

VII. CO_2-Bestimmung: 0·9851 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0051 *g* CO_2.

2. Olivinreicher Biotit-Augit-Trachyt. Bärenreuth.

I. Sodaaufschluß: 0·9758 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·5818 *g* SiO_2 (I. SiO_2 = 0·5777 *g*, II. SiO_2 = 0·0041 *g*), 0·2327 *g* Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2+P_2O_5+II. SiO_2. 0·0118 *g* TiO_2, 0·0512 *g* Fe_2O_3, 0·0590 *g* CaO, 0·0424 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Soda-Salpeter-Aufschluß: 1·0195 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0049 *g* $BaSO_4$ (S), 0.0003 *g* $BaSO_4$ (BaO). 1·0240 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0009 *g* MnO.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·9573 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten: 2·55 cm^3 $KMnO_4$-Lösung (1 cm^3 = 0·007935 *g* FeO) entsprechend 0·0202 *g* FeO. 0·9742 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten: 2·54 cm^3 $KMnO_4$-Lösung entsprechend 0·0202 *g* FeO.

IV. P_2O_5-Bestimmung: 1·0562 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0509 g $P_2O_5 . 24\, MoO_3$ entsprechend 0·0020 *g* P_2O_5.

V. Alkalibestimmung: 0·5298 g (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0877 *g* Alkalisulfate, 0·0475 *g* Pt entsprechend 0·0229 *g* K_2O. Zum Aufschluß verwendet 4·048 *g* $CaCO_3$ mit 0·00045 *g* K_2O- und 0·0005 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0224 *g* K_2O, 0·0193 *g* Na_2O.

VI. Wasserbestimmung: 0·9802 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0174 *g* H_2O (Gesamt-). 0·9959 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0076 *g* H_2O (— 110°), 1·0766 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0083 *g* H_2O (— 110°).

VII. CO_2-Bestimmung: 1·0274 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0053 *g* CO_2.

3. Olivinführender Biotit-Augit-Trachyandesit, oberster Eichgraben.

I. Sodaaufschluß: 1·0455 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·6165 *g* SiO_2 (I. SiO_2 = 0·6105 *g*, II. SiO_2 = 0·0060 *g*), 0·2581 *g* Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2+P_2O_5+II. SiO_2, 0·0135 *g* TiO_2, 0·0672 *g* Fe_2O_3, 0·0594 *g* CaO, 0·0477 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Soda-Salpeter-Aufschluß: 0·9868 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0032 *g* $BaSO_4$ (S), 0·0016 *g* $BaSO_4$ (BaO), 0·0007 *g* MnO.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·9786 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten: 0·90 *cm*³ $KMnO_4$-Lösung (1 *cm*³ = 0·007935 *g* FeO) entsprechend 0·0071 *g* FeO. 0·9732 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten: 0·87 *cm*³ $KMnO_4$-Lösung entsprechend 0·0069 *g* FeO.

IV. P_2O_5-Bestimmung: 1·0123 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·1466 *g* $P_2O_5 . 24\ MoO_3$ entsprechend 0·0058 *g* P_2O_5.

V. Alkalibestimmung: 0·5334 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0937 *g* Alkalisulfate, 0·0541 *g* Pt entsprechend 0·0260 *g* K_2O. Zum Aufschluß verwendet 4·061 *g* $CaCO_3$ mit 0·0004 *g* K_2O- und 0·0005 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0256 *g* K_2O, 0·0194 *g* Na_2O.

0·5803 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·1004 *g* Alkalisulfate, 0·0574 *g* Pt entsprechend 0·0276 *g* K_2O. Zum Aufschluß verwendet 4·102 *g* $CaCO_3$ mit 0·0004 *g* K_2O- und 0·0005 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0272 *g* K_2O, 0·0210 *g* Na_2O.

VI. Wasserbestimmung: 1·0067 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0193 *g* H_2O (Gesamt-), 1·0060 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0119 H_2O (— 110°).

4. **Hypersthenführender Augit-Trachyandesit,** Nordfuß der Kogeln.

I. Sodaaufschluß: 0·9869 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·5878 *g* SiO_2 (I. SiO_2 = 0·5835 *g*, II. SiO_2 = 0·0043 *g*), 0·2369 *g* $Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2+P_2O_5+$II. SiO_2, 0·0126 *g* TiO_2, 0·0583 *g* Fe_2O_3, 0·0518 *g* CaO, 0·0711 *g* $Mg_2P_2O_7$.

II. Soda-Salpeter-Aufschluß: 1·0271 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0029 *g* $BaSO_4$ (S), 0·0012 *g* $BaSO_4$ (BaO), 0·0007 *g* MnO.

III. Eisenoxydulbestimmung: 0·9808 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten: 3·11 *cm*³ $KMnO_4$-Lösung (1 *cm*³ = 0·007935 *g* FeO) entsprechend 0·0247 *g* FeO.

0·9533 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten 3·02 *cm*³ $KMnO_4$-Lösung entsprechend 0·0240 *g* FeO.

IV. P_2O_5-Bestimmung: 1·0139 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0882 *g* $P_2O_5 . 24\ MoO_3$ entsprechend 0·0035 *g* P_2O_5.

V. Alkalibestimmung: 0·5086 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0957 *g* Alkalisulfate, 0·0536 *g* Pt entsprechend 0·0258 *g* K_2O. Zum Aufschluß verwendet 4·062 *g* $CaCO_3$ mit 0·0004 *g* K_2O- und 0·0005 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0254 *g* K_2O, 0·0204 *g* Na_2O.

0·4561 *g* (bei 110° getrocknet) gaben 0·0863 *g* Alkalisulfate.

VI. Wasserbestimmung: 0·9928 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0092 *g* H_2O (Gesamt-), 1·0035 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0072 *g* H_2O (—110°).

5. **Hypersthen-Augit-Trachyandesit,** Graben zwischen den beiden Kogeln, Nordseite.

I. Sodaaufschluß: 1·0503 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·5997 *g* SiO_2 (I. SiO_2 = 0·5958 *g*, II. SiO_2 = 0·0039 *g*), 0·2636 *g*

$Al_2O_3+Fe_2O_3+TiO_2+P_2O_5+$II. SiO_2, 0·0140 *g* TiO_2, 0·0603 *g* Fe_2O_3, 0·0681 *g* CaO, 0·0980 $Mg_2P_2O_7$.

II. Soda-Salpeter-Aufschluß: 0·9980 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0226 *g* $BaSO_4$ (S), 0·0020 *g* $BaSO_4$ (BaO), 0·0007 *g* MnO.

III. Eisenoxydulbestimmung: 1·0082 *g* (bei 110° getrocknet) verbrauchten: 4·61 *cm*³ $KMnO_4$-Lösung (1 *cm*³ = 0·007935 *g* FeO) entsprechend 0·0366 *g* FeO.

1·0323 *g* (bei 110° getrocknet) verbrachten: 4·81 *cm*³ $KMnO_4$-Lösung entsprechend 0·0379 *g* FeO.

IV. P_2O_5-Bestimmung: 1·0258 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·1045 *g* P_2O_5 . 24 MoO_3 entsprechend 0·0041 *g* P_2O_5.

V. Alkalibestimmung: 0·5273 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0869 *g* Alkalisulfate, 0·0479 *g* Pt entsprechend 0·0230 *g* K_2O. Zum Aufschluß verwendet 4·008 *g* $CaCO_3$ mit 0·0004 *g* K_2O- und 0·0005 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0226 *g* K_2O, 0·0188 *g* Na_2O.

0·5315 *g* (bei 110° getrocknet) gaben: 0·0878 *g* Alkalisulfate, 0·0476 *g* Pt entsprechend 0·0229 *g* K_2O. Zum Aufschluß verwendet 4·071 *g* $CaCO_3$ mit 0·0004 *g* K_2O- und 0·0005 *g* Na_2O-Gehalt. Nach Abzug dieses Alkaligehaltes 0·0225 *g* K_2O, 0·0193 *g* Na_2O.

VI. Wasserbestimmung: 1·0065 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0117 *g* H_2O (Gesamt-); 1·0104 *g* (lufttrocken) gaben: 0·0055 *g* H_2O (— 110°).

	1		3	4	
SiO_2..	59·47	59·62	58·97	59·56	57·10
TiO_2.	1·20	1·21	1·29	1·28	1·34
Al_2O_3.	16·68	16·78	15·82	16·04	17·25
Fe_2O_3.	3·65	2·93	5·64	3·12	1·68
FeO	2·38	2·09	0·71	2·51	3·65
MnO	0·09	0·09	0·07	0·07	0·07
MgO	1·20	1·57	1·66	2·60	3·38
CaO..	4 39	6·05	5·68	5·25	6·48
Na_2O	3·18	3·64	3·63	4·01	3·60
K_2O ...	5·06	4·23	4·74	4·99	4·26
H_2O+110°	1·47	1·02	0·74	0·21	0·62
P_2O_5.	0·20	0·19	0·57	0·35	0·40
S..	0·03	0·07	0·04	0·04	0·31
BaO	0·10	0·02	0·11	0·08	0·13
CO_2	0·52	0·52	—	—	—
	99·62	100·03	99·67	100·11	100·27
H_2O—110°	0·73	0·77	1·18	0·72	0·54
Spez. G...	2·592	2·663	2·644	2·630	2·717

Die Gewichtsprozente beziehen sich auf Substanz, die bei 110° getrocknet wurde. Die Angabe H_2O — 110° bedeutet den Gewichtsverlust von grobem, lufttrockenem Pulver bei 110° in Prozenten.

Von älteren Analysen der Gleichenberger Gesteine führe ich folgende an:

I. Liparit, Schaufelgraben. Analyse von H. Frisch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1877, 276.

II. Lichtgrauer olivinfreier Biotit-Trachyt (trachytoider Biotit-Andesit nach Sigmund), Villa Schuh, Gleichenberg. Anal.: J. Utschik, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1877, 277

III. Dunkler, olivinreicher Biotit-Augit-Trachyt (trachytoider Biotit-Augit-Andesit nach Sigmund), Bärenreuther Plateau. Anal.: A. Smita, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1877, 277.

IV. Aschgrauer, olivinführender Biotit-Augit-Trachyandesit (Biotit-Augit-Andesitoid nach Sigmund), Mitte der Klause, Osthang der Sulzleiten. Anal.: F. Salzer, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1878, *1*, 370.

V Trachyandesit (Trachyt nach C. Clar), Nordende der Klause. Anal.: C. Clar; Boden, Wasser und Luft von Gleichenberg in Steiermark, Graz, 1881, 15.

Die Analysen I. bis IV. sind auch bei Sigmund[1] und bei Angel[2] abgedruckt. Die Werte für die Alkalien sind bei Analyse IV. in dem Werke von Angel vertauscht.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2....	73·39	61·54	61·44	60·25	65·01
Al_2O_3	14·12	15·97	17·08	19·51	18·12
Fe_2O_3	0.77	1·93	3·67	3·07	2·28
FeO	0·67	2·98	2·42	2·06	1·18
MgO	0·29	0·82	1·14	2·11	0·87
CaO..	1·25	5·52	6·21	5·89	3·05
Na_2O	3·66	4·48	4·06	3·72	3·38
K_2O	4·47	4·55	3·86	4·33	4·96
H_2O	1·22	1·39	2·04	0·61	1·56
CO_2	—	2·43	—	—	—
	99·84	101·61	101·92	101·55	100·41
Spez. Gew..	—	—	—	2·66	—

Molekularquotienten × 1000.

	Neue Analysen:					Alte Analysen:				
	1	2	3	4	5	I	II	III	IV	V
SiO_2..	986	989	978	988	947	1217	1021	1019	999	1078
TiO_2....	15	15	16	16	17	—	—	—	—	—
Al_2O_3	163	164	155	157	169	138	156	167	191	177
Fe_2O_3..	23	18	35	20	11	5	12	23	19	14
FeO	33	29	10	35	51	9	42	34	29	16
MnO	1	1	1	1	1	—	—	—	—	—
MgO	30	39	41	65	84	7	20	28	52	22
CaO....	78	108	101	94	116	22	98	111	105	54
Na_2O	51	59	59	65	58	59	72	66	60	55
K_2O	54	45	50	53	45	47	48	41	46	53
H_2O	82	57	41	12	34	68	77	113	34	87
P_2O_5.	1	1	4	3	3	—	—	—	—	—
S...	1	2	1	1	10					—
BaO..	1	—	1	1	1		—		—	
CO_2	12	12	—	—	—				—	—

[1] A. Sigmund, l. c., Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1902, *21*, 305.

[2] F. Angel, l. c., Mitt. d. naturwiss. Ver. f. Steiermark, Graz, 1924, *60 B*, 110.

Projektionswerte.

	1		3	4		I	II	III	IV	V
alk	23·0	21·6	22·3	23·1	18·8	36·3	26·1	21·7	20·3	26·7
al	35·6	34·1	31·8	30·7	30·9	47·3	33·9	33·9	36·7	43·7
fm	24·1	21·8	25·0	27·6	28·9	8·9	18·7	21·9	22·8	16·3
c	17·3	22·5	20·9	18·6	21·4	7·5	21·3	22·5	20·2	13·3
k	0·51	0·43	0·46	0·45	0·44	0·44	0·40	0·38	0·43	0·49
mg	0·27	0·37	0·34	0·46	0·53	0·27	0·23	0·26	0·44	0·33
o	0·42	0·34	0·57	0·28	0·14	0·38	0·28	0·43	0·32	0·42
c/fm	0·72	1·03	0·84	0·67	0·74	0·85	1·14	1·03	0·88	0·82
	58·6	55·7	54·1	53·8	49·7	83·6	60·0	55·6	57·0	70·4
η	52·9	56·6	52·7	49·3	52·3	54·8	55·2	56·4	56·9	57·0
ζ	40·3	44·1	43·2	41·7	40·2	43·8	47·4	44·2	40·5	40·0
	215·8	205·6	200·4	193·3	173·1	416·8	222·0	206·7	191	266·1
an	2·15	2·24	1·76	1·41	2·43	0·94	1·30	2·19	2·88	1·99
ab	3·84	4·42	4·45	4·72	4·25	5·08	5·21	4·84	4·05	4·09
or	4·01	3·34	3·79	3·87	3·32	3·98	3·49	2·97	3·07	3·92
ls	0·75$_5$	0·75	0·76$_5$	0·79$_5$	0·79	0·56	0·77$_5$	0·74$_5$	0·80$_5$	0·70$_5$
fs	0·13$_5$	0·15$_5$	0·18	0·20	0·22	0·02	0·14$_5$	0·15$_5$	0·14	0·06
qs	+0·11	+0·09$_5$	+0·05$_5$	+0·00$_5$	−0·01	+0·42	+0·08	+0·10	+0·05$_5$	+0·23$_5$

Chemismus und Mineralbestand.

In der Tetraederprojektion (siehe Fig. 4, p. 504) zeigt sich die relativ geringe chemische Variabilität der Gleichenberger Trachyte und Trachyandesite, während der Liparit des Schaufelgrabens (I) durch wesentlich höheres ξ (= *al*+*alk*) und *si* stark abweicht. Das starke Zurücktreten der dunklen Gemengteile (Biotit) und Vorwalten von Sanidin, Plagioklas und Quarz ist damit in Einklang. Leider ist der Mineralbestand des von C. Clar analysierten Trachyandesits (V), der eine Mittelstellung zwischen dem Liparit und den übrigen Gesteinen einnimmt, nicht bekannt. Die übrigen Gesteine stehen sich chemisch recht nahe, doch lassen sich die geringen Abweichungen im Chemismus mit solchen des Mineralbestandes in Beziehung bringen.

Es zeigt sich, daß die biotitreichen Typen durch höheres ξ und *si* ausgezeichnet sind (1, II), während die Projektionspunkte jener Trachyandesite, die reicher an Pyroxenen und arm an Biotit sind, gegen den Eckpunkt *fm* des Tetraeders rücken (4, 5) und niedrigere *si*-Zahlen zeigen, wodurch ihre basischere Zusammensetzung erwiesen wird. Die höheren *mg*-Zahlen dieser Typen stehen im Einklang mit der bekannten Regel, daß die *mg*-Zahlen der Eruptivgesteine eines Gebietes mit zunehmender Basizität steigen. Hypersthengehalt findet sich in jenen Proben, bei denen *c/fm* niedriger ist (1, 4, 5), in Übereinstimmung mit der Kalkfreiheit dieses Minerals. Von den analysierten Proben, deren Mineralbestand bekannt ist, führen bloß I und II keinen Olivin. Es sind das, abgesehen von V, auch die Gesteine mit höchstem *si* und kleinstem *fm* unter den Trachyandesiten und Trachyten. In der vorstehenden Tabelle wurden auch die *o*-Werte angeführt, die Aufschluß über den Oxyda-

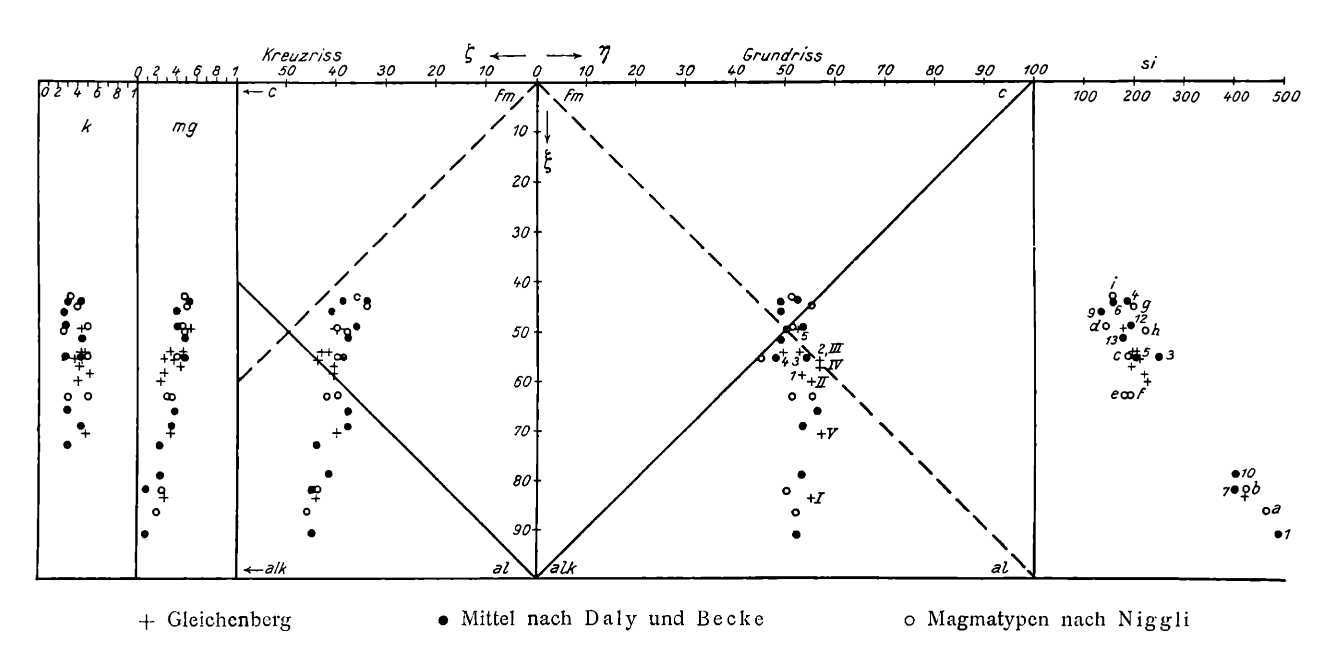


Fig. 4. Konzentrationstetraeder.

tionsgrad des Eisens geben. Es ist leicht verständlich, daß die höchsten *o*-Werte bei den Gesteine 1 und insbesondere 3 auftreten. Es sind das solche Typen, die in der Grundmasse neben (1) oder statt (3) Magnetit reichlich Hämatit führen und daher rotgefärbt (3) oder rötlich gefleckt (1) erscheinen. Im Einklang mit dem Pyritgehalt der Probe 5 steht das in der Analyse deutliche Ansteigen des Schwefelgehaltes.

In der Feldspatprojektion (Fig. 5) kommt vor allem der hohe Gehalt an normativem Sanidin zum Ausdruck, der in Übereinstimmung mit dem reichlichen Auftreten des Sanidins im Mineralbestand der Gesteine ist. In der folgenden Tabelle ist der Anorthitgehalt

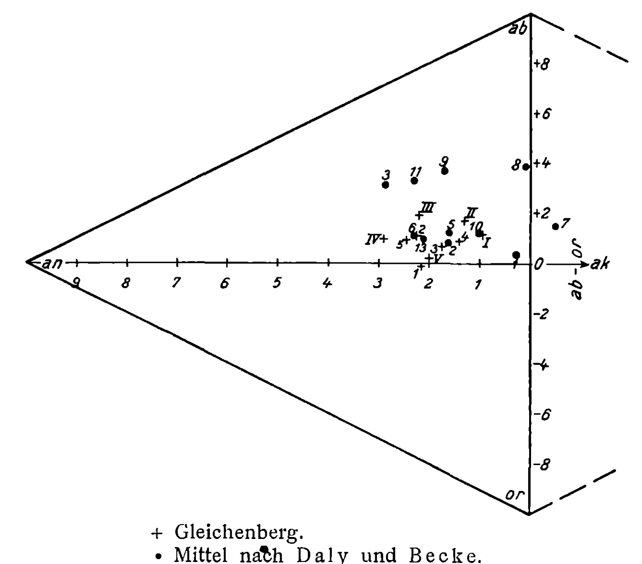


Fig. 5. Feldspatprojektion.

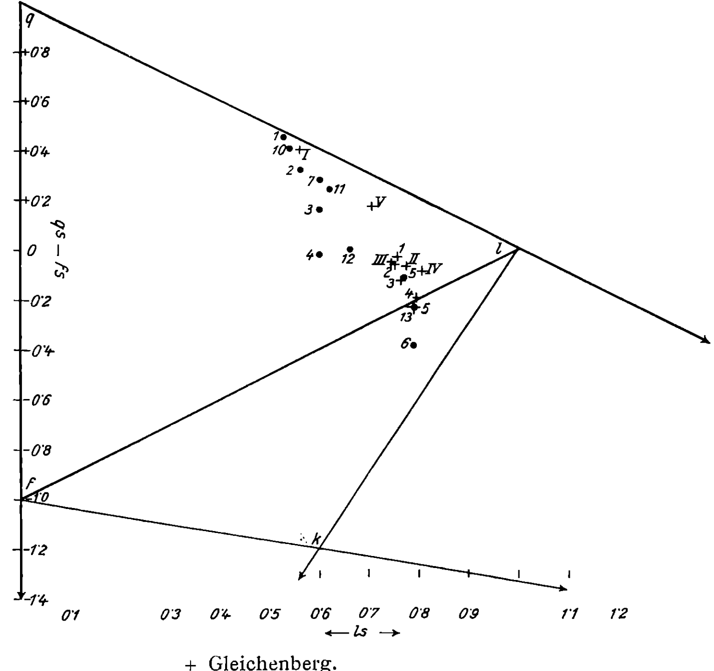
des normativen Plagioklases, wie er sich aus der Feldspatprojektion ergibt, und die annähernde mittlere Zusammensetzung des Gesteinsplagioklases, soweit sie für die analysierten Proben angegeben werden kann, angeführt.

	1	2	3	4		I	II	III	IV	V
Normplagioklas	36	34	28	23	36	15	20	31	42	33
Gesteinsplagioklas	50	55	60	65	60	40		Labrador		
Differenz....	14	21	32	42	24					

Schon Angel[1] hat auf die beträchtlichen Unterschiede im Anorthitgehalt von Norm und Gestein hingewiesen. Durch die neuen Analysen und Plagioklasbestimmungen wird dies bestätigt. Da außer Feldspaten keine Gemengteile vorhanden sind, die Na_2O in wesent-

[1] F. Angel, Gesteine der Steiermark; I. p. 109.

licher Menge enthalten, muß die Ursache der Differenz wohl im Natrongehalt des Sanidins liegen. Daß dieser beträchtlichen Schwankungen unterliegen muß, geht daraus hervor, daß bei den teils an Sanidineinsprenglingen, teils an Grundmassesanidin reichsten Proben 1, 2 und 5 durchaus nicht die stärksten Differenzen auftreten. Aus diesen Erscheinungen kann man auch noch den Schluß ziehen, daß die Pyroxene der Gesteine nur wenig Tonerde enthalten können, da bei höherem Tonerdegehalt noch weniger Anorthitsubstanz, als die normative Berechnung ergibt, zur Bildung von Plagioklas zur Verfügung stünde.



+ Gleichenberg.
• Mittel nach Daly und Becke.

Fig. 6. *si*-Projektion.

Aus der Kieselsäureprojektion (Fig. 6) ersieht man, daß bis auf Probe 5 alle Analysen $qs > 1$ ergeben. Am höchsten ist der Wert für qs beim Liparit, der, wie die Lage des Projektionspunktes nahe der Seite ql beweist, hauptsächlich aus Feldspat (l) und Quarz (q) besteht. Bei den übrigen Gesteinen ist der Gehalt an normativen dunklen Gemengteilen höher, doch herrscht Feldspatsubstanz immer bei weitem vor. Der Gehalt an femischen Gemengteilen ist am höchsten bei 3, 4 und 5, die auch im Dünnschliff relativ reich an Pyroxenen erscheinen; es sind jene Proben, die im Konzentrationstetraeder am reichsten an fm erscheinen. Bei Nr. V ist der Mineralbestand leider nicht bekannt. Die Annäherung der Projektionspunkte

an die Linie *fl* ist in Übereinstimmung mit dem Fehlen von Quarz. Unter den neu analysierten Proben zeigen 1, 2 und 3 die höchsten *qs*-Zahlen (+0·05 bis +0·11). Es sind dies jene Gesteine, die auch mit SiO_2-Mineralen erfüllte Poren besitzen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß dies die Ursache der etwas höheren *qs*-Zahlen ist. Auch in dem Material für die alten Analysen II, III und IV sind solche Porenräume vorhanden und dadurch die zugehörigen *qs*-Zahlen erhöht. Wäre es möglich gewesen, vor der Analyse die SiO_2-Minerale der Porenräume, wie Opal, Chalzedon, Tridymit, Cristobalit völlig zu entfernen, so hätte man Projektionspunkte erhalten müssen, die annähernd auf einer Geraden mit dem Eckpunkt *q* und dem tatsächlichen Projektionspunkt liegen, doch mehr gegen die Linie *fl* gerückt erscheinen. Das Verhältnis *fs ls* wäre dadurch nicht beeinflußt worden.

Vergleich mit Eruptivgesteinsmitteln und Magmatypus.

In der folgenden Tabelle sind die Projektionszahlen von Mitteln für Eruptivgesteine angeführt. Es wurden zur Berechnung die Zahlenwerte verwendet, die F. Becke[1] angibt, soweit sie für unsere Zwecke in Betracht kommen (B.). Weiters wurden einige Mittel von Effusivgesteinen nach R. A. Daly[2] verarbeitet (D.).

1. Alaskit (B.).
2. Granit (B.).
3. Granodiorit (B.).
4. Quarzdiorit (B.).
5. Syenit (B.).
6. Monzonit (B.).
7. Alkaligranit (B.).
8. Eläolithsyenit (B.).
9. Essexit (B.).
10. Liparit (D.).
11. Dazit (D.).
12. Andesit (D.).
13. Latit (D.).

	1	2	3	4		6	7	8	9
alk	42	27	20	13	23	17	42	36	19
al . . .	49	42	35	31	32	27	40	37	27
fm	6	20	26	35	29	34	15	19	32
c . .	3	11	19	21	16	22	3	8	22
k . .	0·48	0·44	0·28	0·30	0·43	0·44	0·40	0·30	0·27
mg	0·09	0·35	0·48	0·51	0·43	0·52	0·09	0·22	0·40
ξ . .	91	69	55	44	55	44	82	73	46
η . .	52	53	54	52	48	49	43	45	49
ζ	45	38	39	34	39	39	45	44	41
	487	333	248	188	204	154	398	171	131
an . .	0·3	1·6	2·9	4·0	1·6	2·3	*ak*=0·5	0·1	1·7
ab	5·0	4·6	5·1	4·2	4·8	4·3	5·5	6·9	6·0
or	4·7	3·8	2·0	1·8	3·6	3·4	4·0	3·0	2·3
ls	0·53	0·56	0·60	0·60	0·77	0·79	0·60	1·28	0·99
fs	0·01	0·06	0·12	0·21	0·17	0·30	0·06	0·15	0·35
qs	+0·46	+0·38	+0·28	+0·19	+0·06	−0·09	+0·34	−0·43	−0·34

---

[1] F. Becke, Graphische Darstellung von Gesteinsanalysen; Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1927, *37*, 45.

[2] R. A. Daly, Average chemical compositions of Igneous-Rock types; Proc. of the Am. Ac. of Arts and Sciences, 1910, *45*, 211.

	10	11	12	13
alk	34	24	16	20
al	45	42	33	31
fm	13	20	31	31
c	8	14	20	18
k	0·43	0·29	0·28	0·45
mg	0·23	0·38	0·43	0·48
ξ	79	66	49	51
η	53	56	53	49
ζ	42	38	36	38
	401	281	194	179
an	1·0	2·3	3·6	2·1
ab	5·1	5·5	4·6	4·4
or	3·9	2·2	1·8	3·5
ls	0·54	0·62	0·66	0·79
fs	0·03	0·07	0·17	0·22
qs	+0·43	+0·31	+0·17	−0·01

Mittel 1 bis 4 sind Vertreter der pazifischen, 7 bis 9 der atlantischen Gesteinsreihe, 5 und 6 sind intermediäre Gesteine.

Auch bei den Gleichenberger Eruptiven kommt der intermediäre Charakter zwischen den beiden Gesteinsreihen sowohl im Konzentrationstetraeder wie bei der Feldspat- und *si*-Projektion zum Vorschein (siehe Fig. 4, 5, 6). Im Grundriß des Tetraeders fallen ihre Projektionspunkte mehr in die pazifische Reihe, im Kreuzriß liegen sie mehr in der atlantischen Reihe. Besonders deutlich wird ihre Mittelstellung in der Darstellung des *si*-Gehaltes rechts vom Grundriß. Hier liegen sie im gleichen *si*-Niveau wie die Mittel von Syenit (5) und Monzonit (6), von denen sie sich im Tetraeder durch niedrigeren *fm*-Gehalt abtrennen. Das Monzonitmittel liegt in der Fortsetzung der Gleichenberger Gesteine gegen den femischen Pol. Gemeinsam mit Syenit und Monzonit ist den Gleichenbergern weiters die höhere *k*-Zahl (Darstellung links vom Kreuzriß), die auch einen charakteristischen Unterschied gegenüber den dargestellten, typisch pazifischen und atlantischen Gesteinen ergibt.

Unter den angeführten Ergußgesteinsmitteln nach Daly fallen das Liparitmittel (10), das Dazitmittel (11) und das Andesitmittel (12) recht gut in den Streifen der pazifischen Gesteine, haben daher ebenfalls höhere *si*- und niedrigere *k*-Zahlen, als der Gleichenberger Reihe entspräche. Es ist wohl kein Zufall, daß auch das Liparitmittel in einem etwas höherem *si*-Niveau liegt als dasjenige, das durch eine gerade Verbindungslinie von den Gleichenberger Trachyandesiten zum Liparit vom Schaufelgraben (I) gegeben ist. Von Wichtigkeit ist besonders auch die abweichende Lage des Mittels der Andesite. Das Mittel der Latite (13) fällt mit den basischeren Trachyandesiten von Gleichenberg zusammen.

Im Feldspatdreieck (siehe Fig. 5) weichen die Mittel der atlantischen Gesteine (7 bis 9) von den Gleichenbergern durch

höheren Gehalt an normativem Albit wesentlich ab, von den pazifischen Mitteln haben Granit (2) und Liparit (10) ähnlichen Normfeldspat. Durch beträchtlich höheren Gehalt an Normplagioklas unterscheiden sich das Granodioritmittel (3), das Dazitmittel (11) und das Andesitmittel (12), die unter den pazifischen Gesteinen im Tetraeder den Gleichenberger Trachyten und Trachyandesiten noch am nächsten liegen. Die nahe chemische Verwandtschaft mit Syenit (5), Monzonit (6) und Latit (13) tritt auch im Feldspatdreieck hervor.

Eine Bestätigung dieser Verhältnisse findet man auch in der *si*-Projektion (siehe Fig. 6). Alaskit- und Liparitmittel (1, 10) haben etwas höheren Gehalt an normativem Quarz als der Schaufelgrabenliparit, den Gleichenberger Trachyten und Trachyandesiten stehen wieder die Mittel für Syenit (5) und Latit (13) am nächsten. Das gilt auch, wenn man bedenkt, daß die Projektionspunkte der Gleichenberger Gesteine zum Teil mehr gegen die Linie *fl* rücken würden, wenn das Analysenmaterial frei von spätergebildeten SiO_2-Mineralien wäre. Das Monzonitmittel (6) ist hier wie im Tetraeder in der direkten Fortsetzung der Gleichenberger Eruptiva gegen basischere Gesteine gelegen.

Zum Vergleich mit den Magmatypen Niggli's[1] seien die Tetraederprojektionswerte einiger Typen hier angeführt.

a aplitgranitischer Magmatypus,
b engadinitischer
c normalsyenitischer
d normalmonzonitischer
e essexitdioritischer
f monzonitsyenitischer
g tonalitischer
h quarzdioritischer
normaldioritischer

	a	*b*		*d*		*f*	*g*	*h*	
alk	40·5	38	25	19	25	26	12	19	14
al ..	46	44	30	30	38	37	33	31	29
fm	8	12	30	30	20	23	33	31	35
c	5·5	6	15	21	17	14	22	19	22
k ..	0·50	0·50	0·50	0·50	0·30	0·50	0·40	0·25	0·28
mg	0·20	0·25	0·40	0·45	0·30	0·35	0·50	0·48	0·48
ξ	86·5	82	55	49	63	63	45	50	43
η	51·5	50	45	51	55	51	55	50	51
ζ .	46	44	40	40	42	40	34	38	36
.....	460	420	185	140	180	190	200	220	155

Der Liparit des Schaufelgrabens (Projektionszahlen p. 503, I) hat engadinitische Zusammensetzung (*b*), steht aber den aplitgranitischen Magmen (*a*) schon sehr nahe. Von den Trachyten und Trachyandesiten sind die leukokrateren mit SiO_2-reicheren normalsyenitischen Magmen (*c*) verwandt, ein Fall, der bei trachytischen Ge-

[1] P. Niggli, Gesteins- und Mineralprovinzen, I. Bd. Berlin, Bornträger, 1923.

steinen recht selten ist. Man vergleiche z. B. die aus Niggli's Werk (p. 181) entnommenen Projektionszahlen des Syenits von Plauen *alk* 24, *al* 33, *fm* 26, *c* 17, *k* 0·40, *mg* 0·46, *si* 205 mit denen des Trachytes von Bärenreuth *alk* 21·6, *al* 34·1, *fm* 21·8, *c* 22·5, *k* 0·43, *mg* 0·37, *si* 205·6. Von den essexitdioritischen Magmen (*e*) unterscheiden sich die Gleichenberger durch die höhere *k*-Zahl. Monzonitsyenitische Magmen (*f*) haben bei ähnlichem *si* meist niedrigeres *c* und höheres *al*. Die melanokrateren Trachyandesite Gleichenbergs zeigen kein Ansteigen der *k*-Zahlen und trennen sich dadurch von den normalsyenitischen Magmen. Ihre Zusammensetzung entspricht mehr der von SiO_2-reicheren Gliedern normalmonzonitischer Magmen (*d*). Man vergleiche z. B. Gleichenberg Nr. 5 mit Hypersthenmonzonit, Mte. Mulatto, Predazzo (Niggli l. c., p. 187), dessen Projektionszahlen lauten: *alk* 18·5, *al* 31·5, *fm* 30·5, *c* 19·5, *k* 0·44, *mg* 0·40, *si* 178. Von weiteren in der *si*-Zahl den Gleichenberger Gesteinen einigermaßen ähnlichen Magmatypen weichen die quarzdioritischen (*h*) und normaldioritischen (*i*) Typen durch kleinere *k*-Zahl, die tonalitischen (*g*) Typen durch wesentlich niedrigeres *alk* und höheres *fm* ab.

Vergleich mit anderen Eruptivgesteinen.

1. Pazifische Ergußgesteine vom Innenrand der Karpathen.

Unter den Ergußgesteinen von Innenrand der Karpathen treten sehr häufig Andesite auf. Es ist daher naheliegend, diese Eruptiva mit den Gleichenberger Gesteinen zu vergleichen. Der Freundlichkeit von Prof. Jugovics, Szeged, verdanke ich die Mitteilung neuerer Analysen aus diesem Gebiete. Eine Auswahl davon, welche die gesamte Variationsbreite umfaßt, sei im folgenden wiedergegeben.

1. Perlit, Pálháza, Kom. Abauj; Anal. K. Emst, Ber. k. ung. Geol. Anst., 1914;
2. Rhyolit, Nagybánya, Kom. Szatmár; ebenda;
3. Rhyolit, Nagybánya, Kom. Szatmár; ebenda;
4. Pyroxenrhyolit, Pálháza, Kom. Abauj; ebenda;
5. Quarzpyroxenandesit, Morgógerinc, Kom. Szatmár; ebenda;
6. Amphibolandesit, quarzhältig, Nadap, Kom. Fehér; Anal. A. Vendl, Jahrb. k. ung. Geol. Anst., 1912;
   Pyroxenandesit, Nadap, Kom. Fehér; Anal. K. Emst, Ber. k. Geol. Anst., 1914;
8. Amphibolandesit, Sukoro, Kom. Fehér; Anal. Sz. Merse, Jahrb. k. Geol. Anst., 1912.
9. Pyroxenandesit, Dongásgerinc, Kom. Szatmár; Anal. K. Emst, Ber. k. ung. Geol. Anst., 1914.

	1		3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	73·55	66·22	63·51	65·72	57·75	59·87	59·74	57·14	56·89
TiO_2	0·05	0·37	0·42	Sp.	0·52	0·07	0·58	0·49	0·51
Al_2O_3	13·23	15·58	17·73	17·75	17·45	15·78	18·26	17·24	18·13
Fe_2O_3	0·84	5·29	4·05	0·21	4·37	4·48	3·19	2·89	6·28
FeO	0·57	0·33	1·00	2·87	2·18	2·49	3·19	3·57	1·52
MnO	Sp.	0·01	0·04	Sp.	0·06	0·33	Sp.	0·07	0·05

	1		3	4	5	6	7	8	9
MgO	0·08	0·17	0·42	1·09	1·40	2·91	2·81	3·79	4·28
CaO	1·13	0·27	Sp.	3·61	7·52	7·22	5·82	7·01	7·54
Na_2O	3·27	0·39	0·59	2·90	2·61	2·49	3·27	2·55	2·18
K_2O	3·56	10·02	9·81	2·42	1·25	0·88	1·93	1·61	1·10
H_2O —110°	—	—	—	—	—	0·68	—	0·68	—
Glühverl.	3·44	1·05	2·05	2·87	4·70	2·47	1·41	2·48	2·24
P_2O_5...	Sp.	0·07	Sp.	Sp.	Sp.	0·14	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	0·13	—
	99·72	99·77	99·62	99·44	99·81	99·81	100·20	99·81	100·72

Projektionswerte:

alk	35·0	32·5	31·5	19·0	11·5	10·0	14·5	11·0	8·5
al ..	49·5	44·0	48·0	46·0	35·5	31·0	35·0	31·5	31·5
fm	7·5	22·0	20·5	18·0	25·0	33·5	30·0	34·0	36·5
c ..	8·0	1·5	—	17·0	28·0	25·5	20·5	23·5	23·5
k	0·42	0·95	0·91	0·36	0·24	0·18	0·28	0·29	0·26
mg	0·10	0·05	0·13	0·39	0·29	0·43	0·45	0·52	0·51
	469	319	290	287	200	199	194	178	167
	84·5	76·5	79·5	65·0	47·0	41·0	49·5	42·5	40·0
η ..	57·5	45·5	48·0	63·0	63·5	56·5	55·5	55·0	55·0
ζ ..	43·0	34·0	31·5	36·0	39·5	35·5	35·0	34·5	32·0
an ..	1·1	0·3	—	3·1	5·1	5·2	4·2	4·8	5·8
ab ..	5·2	0·5	0·9	4·5	3·8	4·0	4·2	3·7	3·1
or	3·7	9·2	9·1	2·4	1·1	0·8	1·6	1·5	1·1
ls	0·49	0·62	0·65	0·52	0·59	0·51	0·66	0·60	0·58
fs	0·01	0·07	0·07	0·06	0·14	0·19	0·16	0·21	0·22
qs	+0·50	+0·31	+0·28	+0·42	+0·27	+0·30	+0·18	+0·19	+0·20

Die angeführten Gesteine aus dem Gebiete des ehemaligen Ungarn reichen von sehr sauren Rhyoliten und Verwandten bis zu Pyroxenandesiten und stellen, wie der Vergleich mit den pazifischen Mitteln zeigt, eine typisch pazifische Reihe dar. Eine Ausnahmsstellung nehmen die Rhyolite von Nagybánya (2, 3) ein, die durch extrem hohe *k*- und relatv niedere *si*-Zahlen aus der Reihe fallen.

Im Konzentrationstetraeder (Fig. 7) kommt der Perlit von Pálháza (1) dem Liparit vom Schaufelgraben recht nahe, gehört aber einem etwas höheren *si*-Niveau an. Die Andesite unterscheiden sich von den Gleichenberger Trachyandesiten durch höhere *si*-Zahlen (kein Olivin!) und niedrigeres *k* (kein Sanidin!). Das wesentlich niedrigere *alk* läßt sich im Tetraeder deutlich erkennen.

Im Feldspatdreieck (Fig. 8) liegt der Perlit von Pálháza dem Gleichenberger Liparit auch ziemlich nahe, ist aber etwas reicher an normativem Albit. Die ungarischen Andesite erscheinen von den Gleichenberger Trachyten und Trachyandesiten völlig getrennt. Ihr normativer Feldspat ist beträchtlich *an*-reicher und *or*-ärmer, bei nur wenig vermindertem *ab*-Gehalt.

In der *si*-Projektion (Fig. 9) rückt die ganze ungarische Gesteinsreihe, wie es für pazifische Gesteine die Regel ist, etwas

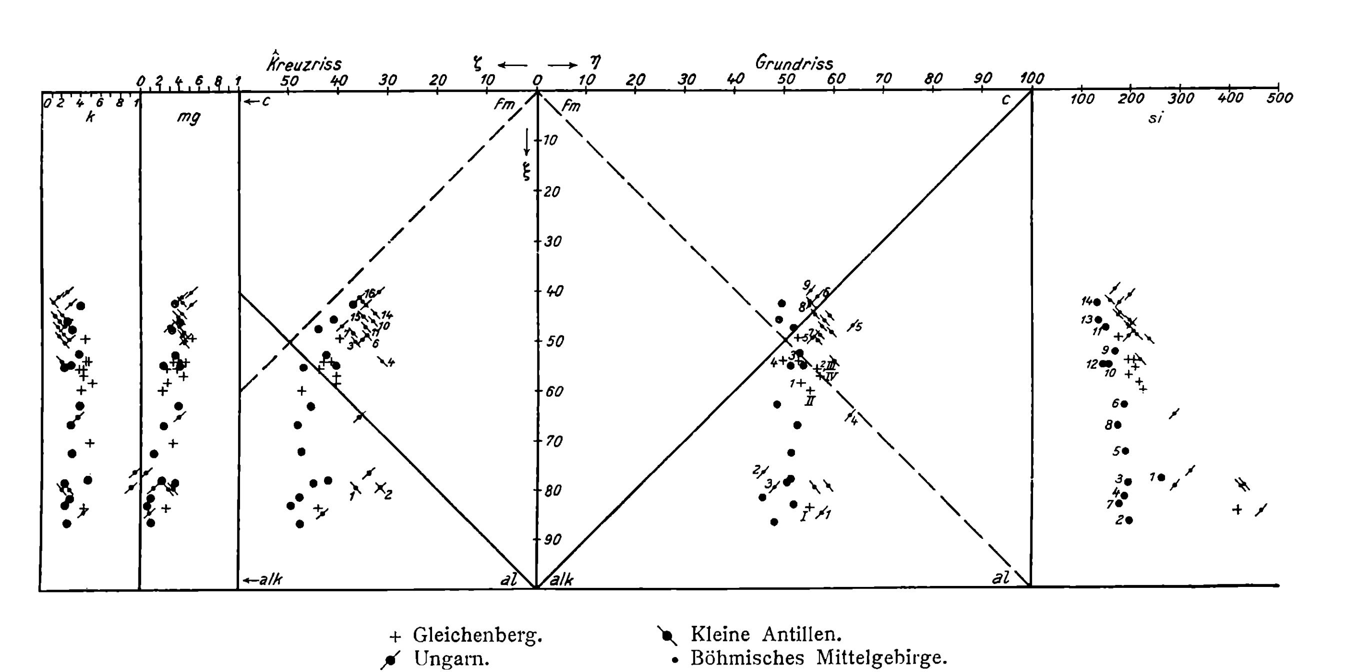


Fig. 7. Konzentrationstetraeder.

weiter von l weg, da die Gesteine bei ungefähr gleichem fs höheres qs besitzen. Es steht das mit dem Fehlen des Olivins im Mineralbestand der ungarischen Andesite im Einklang.

2. Pazifische Ergußgesteine der Kleinen Antillen.

Um die Verschiedenheit der Gleichenberger von pazifischen Gesteinen zu beweisen, wurden als ein zweites Beispiel noch die Eruptiva der Kleinen Antillen zum Vergleich herangezogen. Lacroix[1] gibt in seinem Tafelwerke über die Eruptionen des

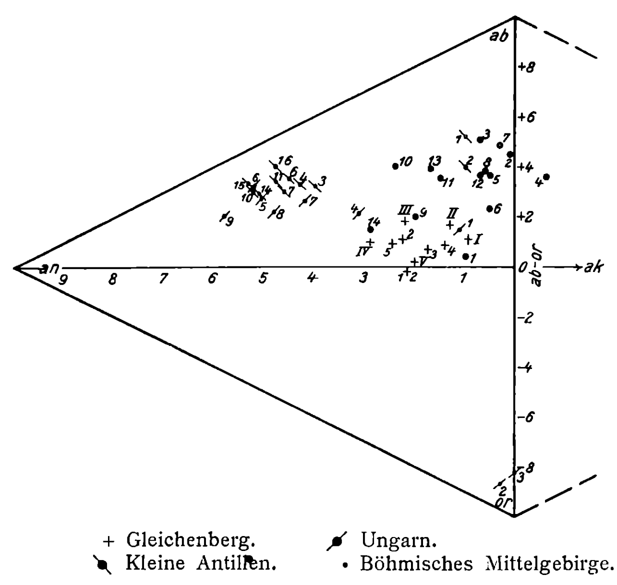


Fig. 8. Feldspatprojektion.

Mte. Pelée eine große Zahl von Analysen, aus denen die folgende Auswahl stammt, die nur Gesteine von den sauersten Typen bis zu Hypersthen- und Andésilabradoriten umfaßt. Basischere Gesteine wurden weggelassen, da es nicht viel Zweck hätte, sie zum Vergleiche noch heranzuziehen.

1. Dazitischer Obsidian, Vieux-Habitants, Guadeloupe; l. c., p. 588.
2. Sphärolithischer Dazit, St. Thomas, Guadeloupe; l. c., p. 588.
3. Perlit, Vieux-Fort, Guadeloupe; l. c., p. 588.
4. Dazit, Straße Fonds Saint-Denis, Martinique; l. c., p. 573.
5. Hypersthenandesit, Morne de Macouba, Martinique; l. c., p. 573.
6. Bimsstein, Mte. Pelée, Martinique; l. c., p. 527.
7. Quarzführender Andesit, Mte. Pelée, Martinique; l. p. 527.
8. Andesit, Mte. Pelée, Martinique; l. c., p. 527.
9. Hornblendehypersthenandesit, Vallée aux Écrevisses, Martinique; l. p. 573.

[1] A. Lacroix, La Montagne Pelée et ses Eruptions; Paris, Masson, 1904.

10. Andesit, schlackig, Mte. Pelée, Martinique; l. c., p. 527.
11. Andesit, glasig, Mte. Pelée, Martinique; l. c., p. 527.
12. Hypersthenandesit, Gipfel des La Croix, Martinique; l. c., p. 573.
13. Hypersthenandesit, Rivière Blanche, Martinique; l. c., p. 573.
14. Andésilabradorit, Kaskaden der Noire, Guadeloupe; l. c., p. 588.
15. Andésilabradorit, Carbet, Martinique; l. c., p. 573.
16. Glasige Bombe, Eruption 1902/3, Saint Vincent; l. c., p. 598.

Alle angeführten Analysen stammen von Pisani.

	1	2	3	4		6	7	8
SiO_2	75·25	73·25	63·50	61·40	61·25	62·45	62·90	61·25
TiO_2	0·06	0·14	0·38	0·33	0·47	0·19	0·33	0·48
Al_2O_3	14·60	15·70	15·80	19·70	17·35	18·05	18·20	18·50
Fe_2O_3	0·54	0·25	1·91	1·35	3·42	2·02	1·28	1·72
FeO	1·60	1·90	3·22	4·19	3·33	4·00	4·30	4·32
MgO	0·51	0·51	2·32	2·27	2·86	2·58	2·52	2·87
CaO	1·06	0·92	5·31	4·80	4·67	5·81	6·76	6·35
Na_2O	4·28	3·38	3·07	2·80	2·80	3·27	3·18	3·38
K_2O	1·72	1·94	1·54	1·17	1·71	1·16	1·32	0·96
P_2O_5	—	—	0·05	0·09	—	0·10	0·14	0·12
H_2O	—	2·25	2·37	2·50	1·50	0·43	0·15	0·20
	99·62	100·24	99·47	100·60[1]	99·36	100·06	101·08	100·15

	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	60·10	60·60	61·45	61·20	60·25	58·48	58·30	56·71
TiO_2	0·54	0·56	0·32	0·46	0·37	0·58	0·49	0·77
Al_2O_3	18·93	18.63	18·61	19·61	19·05	18·90	19·43	18·80
Fe_2O_3	4·15	1·77	2·02	2·35	1·35	4·03	4·40	3·12
FeO	2·70	5·10	4·95	4·20	4·72	4·00	3·33	5·35
MgO	1·77	2·76	2·58	3·04	3·34	3·10	2·64	3·62
CaO	6·94	6·52	6·60	6·01	6·85	6·70	7·46	8·06
Na_2O	3·32	2·80	3·30	3·22	3·40	2·84	3·07	3·65
K_2O	1·01	0·97	1·05	0·76	0·98	1·13	0·88	0·77
P_2O_5	0·16	0·09	0·09	0·06	—	0·05	0·22	0·08
H_2O	0·62	0·25	0·12	—	0·62	0·62	0·37	0·11
	100·24[2]	100·05	101·09	100·91	100·93	100·43[3]	100·59[4]	101·04[5]

Projektionswerte.

	1	2	3	4		6	7	8
alk	30	26	15	12·5	13	13	13	12·5
al	49·5	53·5	35	41·5	36	36	35·5	35·5
fm	14	15	28·5	27·5	33·5	30	27·5	30
c	6·5	5·5	21·5	18·5	17·5	21	24	22
k	0·21	0·28	0·24	0·21	0·29	0·18	0·22	0·15
mg	0·32	0·30	0·46	0·43	0·45	0·44	0·45	0·46
si	431	421	238	219	214	210	208	198
ξ	79·5	79·5	50	54	49	49	48·5	48
η	56	59	56·5	60	53·5	57	59·5	57·5
ζ	36·5	31·5	36·5	31	30·5	34	37	34·5

[1] Bei Lacroix, l. Summe 100·56.
[2] 99·96
[3] 100·03
[4] 100·57
100·95

	1		3	4	5	6	7	8
an .	1·0	1·0	4·0	4·3	4·0	4·5	4·6	4·7
ab	7·1	6·5	4·6	4·5	4·3	4·5	4·2	4·5
or	1·9	2·5	1·4	1·2	1·7	1·0	1·2	0·8
ls	0·45	0·40	0·55	0·51	0·53	0·57	0·59	0·60
fs	0·03	0·03	0·12	0·13	0·16	0·15	0·14	0·15
qs	+0·52	+0·57	+0·33	+0·36	+0·31	+0·28	+0·27	+0·25

	9	10	11	12	13	14	15	16
alk	12·5	10·5	12	11·5	12	10·5	10·5	11
al	36·5	35·5	35	36·5	34·5	34	34·5	31
fm	26·5	31·5	30·5	31·5	31	33·5	30·5	34
c . .	24·5	22·5	22·5	20·5	22·5	22	24·5	24
k .	0·17	0·18	0·17	0·13	0·15	0·21	0·15	0·12
mg	0·33	0·42	0·40	0·46	0·50	0·42	0·39	0·44
	196	196	195	194	186	178	176	157
	49	46	47	48	46·5	44·5	45	42
η . . .	61	58	57·5	57	57	56	59	55
ζ .	37	33	34·5	32	34·5	32·5	35	35
an . .	0·9	5·2	4·8	4·7	4·8	5·1	5·3	4·8
ab .	4·2	3·9	4·3	4·6	4·4	3·9	4·0	4·6
or	0·9	0·9	0·9	0·7	0·8	1·0	0·7	0·6
ls	0·63	0·55	0·60	0·57	0·63	0·60	0·63	0·68
fs	0·14	0·16	0·16	0·16	0·17	0·19	0·18	0·24
qs	. . +0·23	+0·29	+0·24	+0·27	+0·20	+0·21	+0·19	+0·08

Unter den Eruptiven der Kleinen Antillen spielen die sauersten Typen anscheinend eine geringe Rolle. Die Gesteine 1 und 2 von Guadeloupe gehören hieher. Von Lacroix werden sie trotz ihres sehr hohen Kieselsäuregehaltes, der dem von liparitischen Gesteinen entspricht, zu den Daziten gerechnet. Im Konzentrationstetraeder (siehe Fig. 7)[1] unterscheiden sie sich vor allem durch geringere *alk*-Werte vom Gleichenberger Liparit (I), *fm* ist bei ihnen etwas höher. Trotzdem ist aber die *si*-Zahl größer, sie gehören also einem höheren *si*-Niveau an. Wichtig und übrigens für alle Antillengesteine charakteristisch ist, daß die *k*-Zahlen nur niedere Werte erreichen, worin ein wesentlicher Unterscbied von den K_2O-reicheren Gleichenberger Gesteinen liegt. Zwischen diesen sauersten Eruptiven und den eigentlichen Daziten und Andesiten der Kleinen Antillen zeigen die Analysen eine große Lücke. Die Mehrzahl der Analysenpunkte, namentlich auch die der Mte. Peléegesteine fallen in das Feld echter Andesite wie die entsprechenden Gesteine Ungarns, die nur häufig etwas niedrigeres ξ besitzen. Die Unterschiede von den Gleichenberger Trachyten und Trachyandesiten sind sehr deutlich und bei beiden pazifischen Provinzen die gleichen: niedrigeres *alk* und *k*, höheres *si* wie bei den saueren Endgliedern.

[1] In die Projektionen wurden nur die Punkte für Nr. 1 bis 4, 6, 7, 10, 11, 14 bis 16 eingetragen, um Überlagerungen zu vermeiden.

Im Feldspatdreieck weichen die Antillengesteine im selben Sinn wie die ungarischen Andesite von Gleichenbergs Eruptiven ab (siehe Fig. 8). Der Gehalt an normativem Kalifeldspat ist durchschnittlich noch geringer geworden, der normative Plagioklas ist ebenfalls *an*-reicher als bei den Gleichenberger Gesteinen. Von Interesse ist auch die Stellung der sauersten Antillengesteine 1 und 2, die durch viel höheren Gehalt an *ab*-Substanz sich vom Liparit des Schaufelgrabens unterscheiden. Der geringe Gehalt an normativem Kalifeldspat macht es verständlich, daß diese Gesteine nicht zu den Lipariten gerechnet werden.

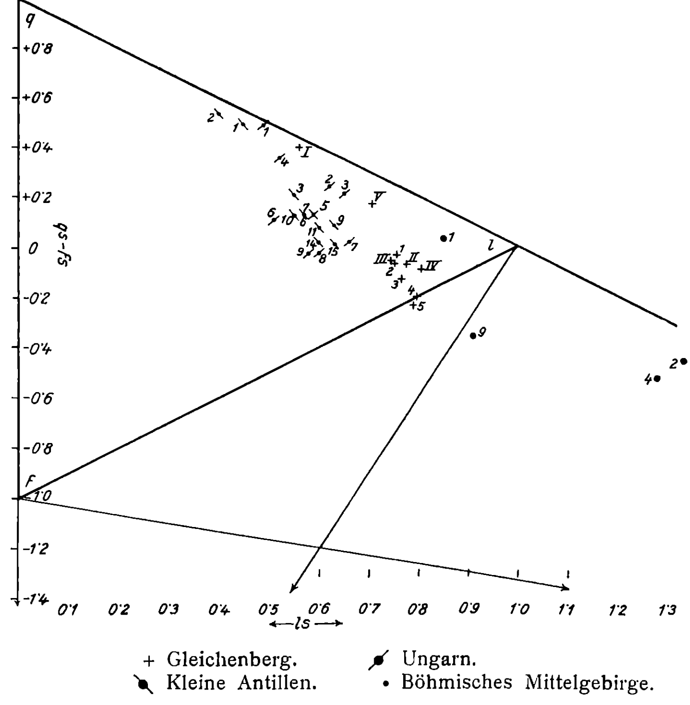


Fig. 9. *si*-Projektion.

In der *si*-Projektion (Fig. 9) verhalten sich die Eruptiva der Kleinen Antillen und Ungarns ebenfalls sehr ähnlich. Durch etwas höheren *fs*-Gehalt liegen Ungarns Andesite usw. im Mittel ein wenig weiter von der Linie *q l* entfernt. Der höhere *qs*- und niedrigere *ls*-Gehalt verursacht wie bei den ungarischen Gesteinen ein Abrücken der Projektionspunkte der Antillengesteine von dem Gleichenberger Feld gegen den Eckpunkt *q*.

Die basaltischen Gesteine der Kleinen Antillen werden hier nicht behandelt, da vergleichbare Gesteine unter den vorsarmatischen Ergüssen der Oststeiermark nicht bekannt sind.

3. Atlantische Eruptivgesteine des Böhmischen Mittelgebirges.

Um auch die Unterschiede der Gleichenberger Gesteine von einer typisch atlantischen Provinz zu zeigen, wurden Analysen von Gesteinen des Böhmischen Mittelgebirges zum Vergleich herangezogen. Aus Gründen der besseren Übersicht führe ich vor allem nur solche Gesteine an, die in der Tetraederprojektion nahe der Schwerlinie von sämtlichen Projektionspunkten der Mittelgebirgsgesteine liegen. Außerdem werden die Projektionszahlen einiger Gesteine angegeben, die sich durch höheres *k* von der Hauptmasse der Mittelgebirgseruptiva unterscheiden. Zur Berechnung der Projektionswerte wurde von den Nigglizahlen der Tabellen von H. Jung[1] ausgegangen. Im folgenden ist in Klammer die Nummer in den Tabellen von Jung beigesetzt.

1. (1) Trachyt, Algersdorf; Anal. F. Ullik; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1888, *9*, 247.
2. (4) Nephelinphonolith, Borschen b. Bilin; Anal. J. Šplichal; J. E. Hibsch, Erläut. geol. Karte d. Umgeb. Bilin, Prag, 1924, *97*.
3. (6) Nephelinphonolith, Selnitzer Berg; Anal. J. Šplichal; ebenda.
4. (9) Sodalithtinguait, Flur Ratschin b. Saubernitz; Anal. Hanusch; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1910, *29*, 432.

(10) Phonolith, Donnersberg; Anal. Hanusch; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1905, *24*, 287.

6. (11) Trachyandesit, Lieben b. Aussig; Anal. Hanusch; Seemann, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1915, *33*, 155.
7. (12) Nephelinphonolith, Roter Berg b. Brüx; Anal. E. Dittler, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1927, *37*, 22.
8. (13) Phonolith, Mädstein; Anal. Hanusch; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1894, *14*, 98.
9. (17) Sodalithtephrit, Kolmer Scheibe; Anal. Pfohl; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1896, *15*, 258.
10. (23) Noseanleuzittephrit, Birkigt; Anal. Pfohl; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1894, *14*, 108.
11. (25) Sodalithtephrit, Geltschberg; Anal. O. Dafert; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1915, *33*, 316.
12. (26) Hauyntephrit, Schloßberg b. Großpriesen; Anal. Hanusch; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1902, *21*, 177.
13. (28) Essexit, Rongstock; Anal. Pfohl; J. E. Hibsch, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1895, *15*, 487.
14. (29) Essexit, Rongstock; Anal. Pfohl; ebenda.

	1	2	3	4		6	7
SiO_2..	64·69	56·56	56·41	56·80	55·79	57·67	55·81
TiO_2.	0·31	0·23	0·26	0·00	0·00	0·52	0·40
Al_2O_3	18·34	21·31	20·70	20·41	19·53	17·74	23·02
Fe_2O_3	—	1·03	0·96	0·00	2·07	1·09	2·04
FeO	3·44	1·79	1·80	3·62	2·13	2·94	0·83
MnO	—	0·11	0·29	0·46	0·51	0·87	0·18
MgO	0·50	0·15	0·87	0·29	0·40	1·76	0·13

H. Jung, Die chemischen und provinzialen Verhältnisse der jungen Eruptivgesteine Deutschlands und Nordböhmens. Chemie der Erde, 1927, *3*, 160—164.

	1		3	4		6	
CaO	1·72	1·24	2·30	1·75	3·68	4·52	2·73
Na_2O	4·61	9·47	8·47	9·42	7·39	6·11	10·02
K_2O	6·46	5·25	3·76	5·72	5·01	5·46	5·24
H_2O+110°	0·24	0·25	0·20	1·46	2·72	1·13	0·00
H_2O—110°	—	1·70	2·02	—	—	—	0·00
P_2O_5 ..	0·18	0·06	1·14	0·22	0·11	1·18	0·12
BaO	0·09	—	—	—	—	—	Sp.
SO_3......	—	(S) 0·26	(S) 0·12	0·00	0·00	—	0·28
Cl	—	0·35	0·25	0·00	0·12	—	0·13
CO_2	—	0·24	0·17	0·26	0·43	—	0·00
	100·58	100·00	99·72	100·41	99·89	100·99	100·93

	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2.	55·10	55·02	52·34	52·33	51·40	50·50	50·52
TiO_2..	0·48	Sp.	0·14	2·34	0·55	1·91	Sp.
Al_2O_3..	19·25	18·14	19·90	16·38	18·54	17·71	17·98
Fe_2O_3..	2·77	6·03	6·57	5·24	2·85	5·41	5·09
FeO	1·66	1·32	0·55	2·90	4·69	4·02	5·90
MnO	0·32	—	—	0·36	0·46	—	—
MgO	0·83	2·12	2·26	2·14	1·35	3·33	3·36
CaO	5·14	6·67	6·35	7·92	7·25	7·91	7·95
Na_2O	7·41	4·55	5·66	5·19	6·72	5·52	3·60
K_2O	4·68	4·03	2·68	3·20	4·40	3·02	3·70
H_2O+110°	2·19	2·08	3·65	1·95	0·68	0·45	1·03
H_2O—110°	0·40	—	0·41	—	0·12	—	—
P_2O_5..	0·41	0·63	0·09	0·31	0·69	0·92	1·31
BaO	—	—	—	—	—	—	—
SO_3..	—	—	0·02	0·00	} 0·30	—	—
Cl ..	—	Sp.	—	0·00		—	—
CO_2	0·22	—	—	—	0·20	—	—
	100·86	100·59	100·62	100·26	100·20	100·70	100·44

	1	2	3	4		6	
alk	34·5	43	36·5	42	34·5	30	40·5
al	43·5	43·5	42	39·5	38	33	42·5
fm	14·5	9	13	12·5	14	21·5	8
c	7·5	4·5	8·5	6	13	15·5	9
k....	0·48	0·27	0·23	0·29	0·31	0·38	0·25
mg	0·22	0·12	0·36	0·11	0·14	0·40	0·07
....	261	196	194	186	186	184	175
ξ..	78	86·5	78·5	81·5	72·5	63	83
η....	51	48	50·5	45·5	51	48·5	51·5
ζ....	42	47·5	45	48	47·5	45·5	49·5
an.	1·0	0·1	0·7	*ak*=0·6	0·5	0·5	0·3
ab..	4·7	7·2	7·2	6·5	6·6	5·9	7·3
or	4·3	2·7	2·1	2·9	2·9	3·6	2·4
ls	0·85	1·33	1·19	1·28	1·15	1·01	1·41
fs	0·06	0·06	0·08	0·12	0·13	0·19	0·09
qs....	+0·09	−0·39	−0·27	−0·40	−0·28	−0·20	−0·50

	8	9	10	11	12	13	14
alk	31·5	21	21	20	25·5	19	15
al	35·5	31·5	34	27·5	29·5	27	27·5
fm	16	26	25·5	28·5	23·5	32	35·5
c	17	21·5	19·5	24	21·5	22	22
k	0·30	0·37	0·24	0·29	0·30	0·26	0·40
mg	0·24	0·36	0·39	0·32	0·24	0·40	0·37
	172	163	151	149	141	131	130
	67	52·5	55	47·5	55	46	42·5
η	52·5	53	53·5	51·5	51	49	49·5
ζ	48·5	42·5	40·5	44	47	41	37
an	0·6	2·0	2·4	1·6	0·7	1·7	2·9
ab	6·6	5·0	5·8	6·0	6·5	6·1	4·3
or	2·8	3·0	1·8	2·4	2·8	2·2	2·8
ls	1·15	0·91	1·01	0·91	1·15	1·00	0·89
fs	0·17	0·22	0·21	0·30	0·29	0·35	0·34
qs	–0·32	–0·13	–0·22	–0·21	–0·44	–0·35	–0·23

Die sauersten Glieder der Mittelgebirgsgesteine (1, 2, 3, 4, 7) weichen im Konzentrationstetraeder (Fig. 7) durch kleineres *al* vom Gleichenberger Liparit ab. Ein wesentlicher Unterschied liegt in der — bei ähnlichem ξ — bedeutend niedrigeren *si*-Zahl. In den meisten Fällen ist auch *k* wesentlich kleiner als beim Gleichenberger Liparit, die Natronvormacht unter den Alkalien also viel stärker ausgeprägt.

Die niedrigere *si*-Zahl ist auch bei jenen Gesteinen sehr deutlich, die ähnliches ξ wie die Trachyte und Trachyandesite von Gleichenberg besitzen (5, 6, 8 bis 11). Im Konzentrationstetraeder aber sind für diese basischeren Gesteine die Unterschiede nicht mehr so deutlich. Legt man aber zwischen die Projektionspunkte eines jeden der beiden Gebiete die Schwerlinien, so kann man erkennen, daß auch hier die *al*-Werte der atlantischen Eruptiva durchschnittlich niedriger sind. Ebenso sind auch die *k*-Zahlen im Mittel kleiner. Durch höheres *si, k* und *al* unterscheiden sich also die Eruptivgesteine Gleichenbergs von denen Nordböhmens. Aus der Projektion kann man erkennen, daß mit abnehmendem ξ die Unterschiede geringer werden. Die älteren Gleichenberger Ergüsse stehen der atlantischen Gesteinsreihe näher als die jüngeren. Es sei hier kurz erwähnt, daß die noch weit jüngeren pontischen Basalte Oststeiermarks, wie schon die wenigen vorliegenden Analysen zeigen, zweifellos der atlantischen Reihe angehören. An dem Vorhandensein pazifischer Basaltgesteine in Steiermark muß ich sehr zweifeln, da die von F. Angel[1] so bezeichneten Basalte erstens durchaus keinen stark pazifischen Einschlag zeigen und weiters, wie ich mich überzeugen konnte, durch massenhafte Aufnahme von tonig-mergeligem Material in ihrem Chemismus verändert wurden. Die Frage kann wohl erst durch genauere Untersuchungen gelöst werden.

[1] F. Angel, Gesteine der Steiermark; l. c., p. 111.

Im Feldspatdreieck (Fig. 8) weichen die meisten Projektionspunkte der böhmischen Eruptiva vom Gleichenberger Feld ab gegen den Eckpunkt »*ab*« hin. Der Gehalt an normativem Kalifeldspat, respektive Leuzit und auch der an Anorthit ist meist geringer oder höchstens gleich wie bei den Gleichenbergern. Am nächsten kommen ihnen: Essexit von Ronstock (14) und Sodalithtephrit, Kolmer Scheibe (9). Sowohl in der Tetraeder- als auch in der *si*-Projektion weichen die beiden Gesteine aber stark ab. Reicher an *or* ist nur der Trachyt von Algersdorf (1), der das *si*-reichste Gestein der analysierten böhmischen Eruptiva ist, trotzdem aber noch weit unter dem *si*-Niveau der Gleichenberger bleibt (Tetraederprojektion!)

Stark sind die Unterschiede der beiden Gesteinsreihen in der *si*-Projektion (Fig. 9), was bei der Verschiedenheit der *si*-Zahlen zu erwarten ist. Von allen angeführten böhmischen Eruptiven hat nur der ebenerwähnte Trachyt (1) ein *qs* größer als Null, alle übrigen haben *qs* negativ, dabei liegen die Projektionspunkte außerhalb des Dreiecks *f o l* und meist auch nahe der Linie *l n*, was im Einklang mit dem Mineralbestand auf die Anwesenheit von Feldspatvertretern hindeutet. Der den Gleichenberger Trachyten und Trachyandesiten allein näherliegende Trachyt von Algersdorf (1) ist reicher an Feldspatsubstanz, da sein Projektionspunkt mehr gegen *l* hin liegt, was mit dem weit höheren ξ dieses Gesteins übereinstimmt.

Unter den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges ist auch ein Trachyandesit (6) angeführt. Wie die Projektionen zeigen, fällt er chemisch durchaus nicht aus der Reihe der übrigen Gesteine dieses Gebietes heraus und besitzt mit den Gleichenberger Eruptiven keine Verwandtschaft.

4. Beispiele von Eruptivgebieten, dem Gleichenberger chemisch verwandt.

a) Fruska-Gora.

Im Fruska-Gora-Gebirge im Südwesten der pannonischen Innensenke in Slawonien treten trachytische Gesteine auf, die nach A. Koch[1] zwei konkordante Lager innerhalb der oberen kretazischen Sedimente bilden. Warum F. de Quervain[2] trotz der Feststellungen A. Koch's als Alter dieser Eruptiva untere Kreide annimmt, ist aus seiner Arbeit nicht ersichtlich. Von B. Mauritz[3] stammen zwei Analysen dieser als dunkle Gemengeteile Amphibol und diopsidischen Augit führenden Trachyte. Er betont auch schon den bedeutend basischeren Charakter dieser Gesteine im Vergleich zu eigentlichen Trachyten.

---

[1] A. Koch, Földtani Közlöny, Budapest, 1873, 144; 1876, 21; 1882, 257.

[2] F. de Quervain, Die jungen Eruptivgesteine der pannonischen Senke und ihrer Umrandung. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1927, *7*, 1—27.

[3] B. Mauritz, Die trachitischen Gesteine des Fruska-Gora-Gebirges in Sla- Földtani Közlöny, Budapest, 1913, *43*, 367—370.

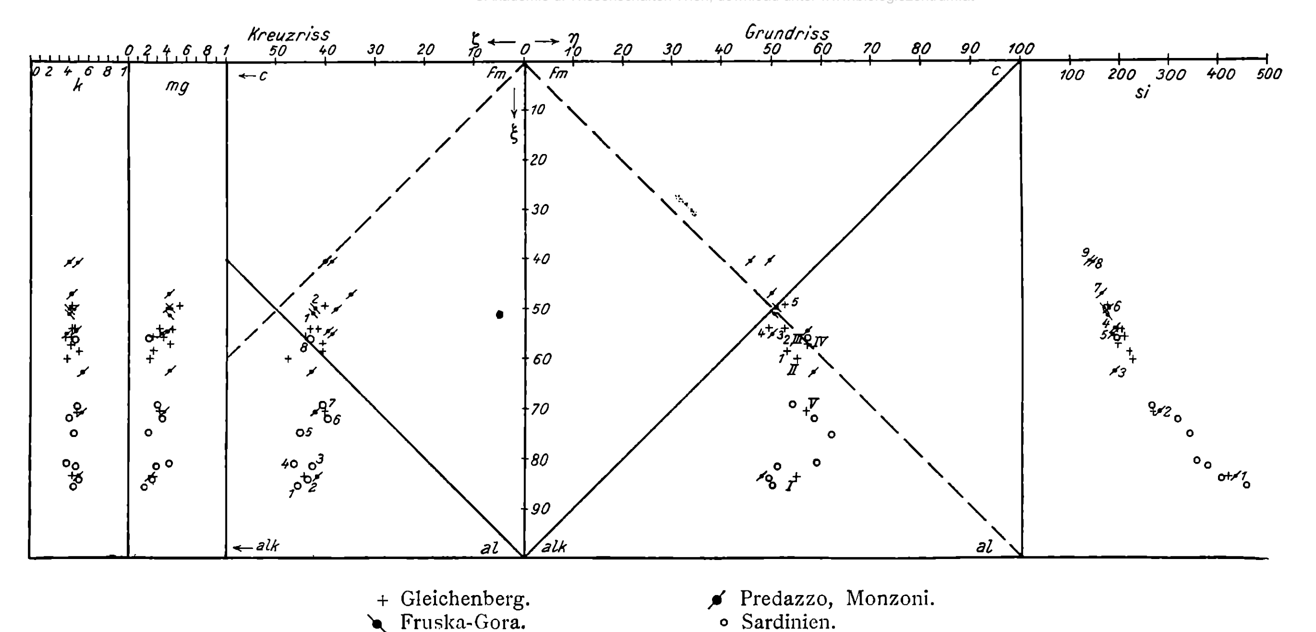


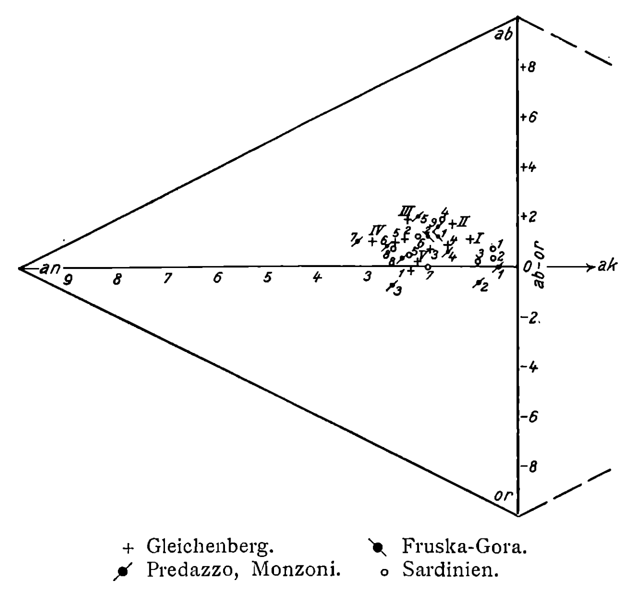
Fig. 10. Konzentrationstetraeder.

1. Trachyt, Verdnik.
2. Trachyt, Ledincze.

	1	2
SiO_2 . .	56·27	55·05
TiO_2	0·83	0·96
Al_2O_3	16·24	16·32
Fe_2O_3	4·31	4·02
FeO	2·31	2·46
MnO	Sp.	Sp.
MgO	2·61	2·72
CaO	6·27	6·48
Na_2O	4·07	3·88
K_2O	4·61	4·55
H_2O	1·78	2·60
P_2O_5 .	0·19	0·38
CO_2	0·35	Sp.
	99·84	99·42

	1	
alk	21·5	20·5
al . .	29·5	29·5
fm	28	28·5
c . .	21	21·5
k .	0·43	0·43
mg	0·43	0·45
	174	169
ξ . . .	51	50
η .	50·5	51
ζ	42·5	42
an .	1·6	1·8
ab .	4·8	4·7
or	3·6	3·5
ls	0·84	0·84
fs	0·23	0·24
qs	−0·07	−0·08

Die chemische Verwandtschaft mit den basischesten Trachyandesiten von Gleichenberg ist trotz des abweichenden Mineral-



+ Gleichenberg. Fruska-Gora.
Predazzo, Monzoni. o Sardinien.

Fig. 11. Feldspatprojektion.

bestandes (Hornblende, kein Hypersthen) eine sehr nahe. Im Konzentrationstetraeder und im Feldspatdreieck (Fig. 10 und 11) liegen die

Projektionspunkte mit denen der Gleichenberger Gesteine im gleichen Feld. Der etwas geringere Kieselsäuregehalt drückt sich durch nur wenig niedrigere *si*-Zahl und durch etwas stärker negatives *qs* (Fig. 12) aus. Diese Unterschiede sind aber nur unbedeutend. P. Niggli[1] hat wegen der relativ hohen *k*-Zahlen die kretazischen Trachyte der Fruska-Gora zu seiner Kalireihe gerechnet.

b) Predazzo und Monzoni.

Durch die Herausgabe des Nachlasses von J. Romberg durch C. Burri[2] ist die große Mehrzahl der vorhandenen Analysen des Eruptivgebietes von Predazzo-Monzoni an einer Stelle gesammelt.

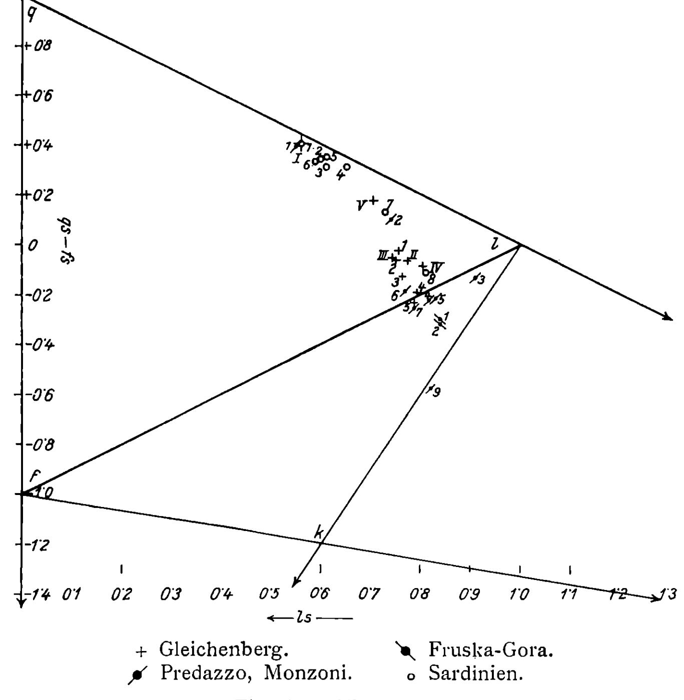


Fig. 12. *si*-Projektion.

Zum Vergleiche mit den Gleichenberger Eruptiven wurden dieser Zusammenstellung die folgenden Analysen von echten Monzoniten und aplitischen Gesteinen der »monzonitischen Hauptintrusionen von Predazzo mit Differentiaten und Ganggefolge« und des Gebietes von Monzoni entnommen. Die in Klammern gesetzten Nummern sind die der Analysenzusammenstellung von Burri.

---

[1] P. Niggli, Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1922, *2*, 235.

[2] J. Romberg und C. Burri, Neue Beiträge zur Petrographie von Predazzo und Monzoni. N. Jahrb. f. Min. usw., 1928, Beil.-Bd. 58, Abt. *A*, 109.

1. (37) Alkaligranitaplit, Südseite d. Mulatto, zirka 1460 *m*; Anal. Dittrich und Haack.
2. (13) Monzonitaplit, Canzocoli; Anal. Dittrich.
3. (31) Alkalisyenitfazies des syenitischen Monzonits, Ostabhang d. Doss Capello, zirka 1990 *m*; Anal. Dittrich und Haack.
4. (5) Quarzmonzonit, Südseite d. Mulatto; Anal. Dittrich.
5. (30) Syenitischer Monzonit, Südseite d. Monzoni, zirka 1875 *m*; Anal. Bollenbach.
6. (6) Hypersthenmonzonit, Südseite d. Mulatto; Anal. Dittrich und Pohl.
7. (7) Syenitischer Monzonit, Ostseite d. Doss Capello; Anal. Dittrich.
8. (*B*) Normalmonzonit, Monzoni; Anal. Schmelck in W. C. Brögger, Eruptivgest. Krist. Geb., 1895, *2*, 24.
9. (1) Normalmonzonit, Mezzavalle; Anal. Dittrich.

	1	2	3	4		6	7	8	9
SiO_2..	74·47	66·56	57·57	58·38	57·93	57·32	53·75	54·20	52·64
TiO_2..	0·12	0·46	0·39	1·39	0·28	1·08	0·99	0·40	1·10
Al_2O_3....	13·22	15·26	20·29	16·24	17·67	17·35	17·48	15·73	14·96
Fe_2O_3..	1·24	1·97	2·26	1·63	4·16	3·23	4·56	3·67	4·44
FeO	0·89	1·64	1·71	4·85	2·93	4·04	3·71	5·40	5·63
MnO	Sp.	Sp.	0·08	0·18	0·12	0·08	0·17	0·70	0·22
MgO	0·34	1·15	1·67	2·41	2·01	2·63	3·20	3·40	3·92
CaO.	0·46	2·09	5·42	4·57	5·00	5·87	5·82	8·50	7·82
Na_2O	3·47	3·72	3·40	3·98	4·43	3·53	3·15	3·07	3·82
K_2O	5·24	6·38	6·02	5·36	4·12	4·06	3·71	4·42	3·98
H_2O	0·56	0·57	0·84	0·89	1·20	0·55	2·14	0·50	1 17
P_2O_5..	0·12	0·15	0·20	0·20	0·16	0·17	0·24	*ca* 0·50	0·27
CO_2	Sp.	—	0·20	—	—	—	0·79	—	—
	100·13	99·95	100·05	100·08	100·01	99·91	99·71	100·49	99·97

alk	38·5	32·5	23·5	23·5	22	18·5	16	15·5	17
al	45	38	39	31	33	31·5	31	25	23·5
fm	13	20	19	29·5	27·5	30·5	34·5	35	37·5
c...	3	9·5	19·5	16	17	19·5	19	24·5	22
k....	0·50	0·53	0·54	0·47	0·38	0·44	0·43	0·48	0·41
mg	0·24	0·37	0·44	0·40	0·35	0·40	0·42	0·39	0·42
si	433	281	190	190	185	178	161	146	140
ξ..	83·5	70·5	62·5	54·5	55	50	47	40·5	40·5
η....	48	47·5	58·5	47	50	51	50	49·5	45·5
ζ....	41·5	42	43	39·5	39	38	35	40	39
an..	0·4	0·8	2·5	1·4	2·0	2·6	3·2	2·3	1·6
ab..	4·8	4·3	3·4	4·6	5·0	4·1	3·9	4·0	5·0
or.....	4·8	4·9	4·1	4·0	3·0	3·3	2·9	3·7	3·4
ls	0·55	0·74	0·91	0·82	0·83	0·77	0·79	0·77	0·82
fs	0·03	0·08	0·11	0·20	0·19	0·21	0·23	0·35	0·38
qs..	+0·42	+0·18	−0·02	−0·02	−0·02	+0·02	−0·02	−0·12	−0·20

Die für das Eruptivgebiet von Predazzo so charakteristischen Monzonite zeigen in den Projektionen deutlich eine chemische Verwandtschaft zu den Gleichenberger Trachyandesiten. Von den angeführten Analysen geben Nr. 4 (Quarzmonzonit), Nr. 5 (Syenitischer Monzonit), Nr. 6 (Hypersthenmonzonit) und Nr. 7 (Syenitischer Monzonit) Projektionspunkte, die im Konzentrationstetraeder (siehe Fig. 10) mit denen der melanokrateren Trachyandesite (3, 4, 5)

nahe zusammenfallen. Die normalen Monzonite (8, 9) sind, wie die Tetraederprojektion zeigt, melanokrater und weichen daher von den Gleichenberger Punkten durch höheres *fm* und *c* sowie niedrigeres *al* ab. Mit Nr. 3 (Alkalisyenitfazies des syenitischen Monzonits) ist ein Differentiationsprodukt des Monzonitmagmas wiedergegeben, das sich im Tetraeder durch höheren *al*-Gehalt etwas von den Gleichenberger Gesteinen unterscheidet, deren Projektionspunkte sich vor allem zwischen den des letztgenannten und denen der normalen Monzonite anordnen. Allerdings fällt Nr. 3 durch etwas niedrigere *si*-Zahl aus der Reihe der übrigen Monzonite, wie die Darstellung der *si*-Werte rechts vom Tetraeder zeigt; die Gleichenberger Eruptiva fallen hingegen mit ihnen in das gleiche *si*-Niveau.

Auch mit dem Liparit vom Schaufelgraben (I) vergleichbare Gesteine treten im Eruptivgebiet von Predazzo auf. Der angeführte Alkaligranitaplit (Nr. 1) ist hiefür ein Beispiel. Bis auf geringeren *c*- und dafür höheren *fm*-Gehalt, der auch bei den Monzoniten, wenn auch in geringerem Maße, öfters zu beobachten ist, ist die ähnliche Zusammensetzung gut ausgesprochen. Der Monzonitaplit (Nr. 2) nimmt eine Mittelstellung zwischen dem Alkalisyenitaplit und den Monzoniten ein. Ein gemeinsamer Charakterzug der angeführten Gesteine Südtirols und der Gleichenberger Eruptiva zeigt sich schließlich in den relativ hohen *k*-Zahlen (Darstellung links vom Tetraeder), die meist zwischen 0·4 und 0·5 liegen.

Im Feldspatdreieck (siehe Fig. 11) kommt die Verwandtschaft der beiden Gesteinsreihen ebenfalls gut zum Ausdruck. Der höhere Gehalt an normativem Kalifeldspat verglichen mit den typisch pazifischen und typisch atlantischen Gesteinen ist das gemeinsame Kennzeichen. Die angeführten Monzonite fallen in das Feld der Gleichenberger, der erwähnte alkalisyenitische Monzonit (Nr. 3) hat noch etwas geringeren Gehalt an normativem Albit, während die angeführten aplitischen Gesteine (Nr. 2) noch mehr normativen Kalifeldspat führen. Charakteristisch ist, daß auch die melanokrateren normalen Monzonite (Nr. 8, 9) mitten im gleichen Feld liegen im Einklang damit, daß bei allen diesen Gesteinen die Gemengteile Orthoklas und Plagioklas mehr oder weniger in gleicher Menge vorhanden sind.

Die *si*-Projektion (siehe Fig. 12) bestätigt das bisher Gesagte. Dem Liparit vom Schaufelgraben (I) liegt der Alkaligranitaplit (1) sehr nahe. Der Monzonitaplit (2) liegt zwischen ihm und den mit den melanokrateren Trachyandesiten Gleichenbergs zusammenfallenden monzonitischen Gesteinen (4 bis 7). Der Projektionspunkt des alkalisyenitischen Monzonits (3) weicht etwas gegen *l* von der übrigen Reihe ab. Bei den normalen Monzoniten (8, 9) ist größerer Gehalt an *fs* und stärker negative Quarzzahl zu erkennen.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Gleichenberger Trachyte und Trachyandesite chemisch sehr nahe mit etwas leukokrateren Monzoniten verwandt sind. Daß bei den südtirolischen Monzoniten das Verhältnis $c:fm$ gegenüber den Gesteinen von Gleichenberg

zugunsten von *fm* verschoben ist, kann man daran erkennen, daß in der Tetraederprojektion die meisten Monzonitpunkte im Grundriß an der linken, im Kreuzriß hingegen an der rechten Seite des Gleichenberger Feldes liegen. Auch zahlenmäßig läßt sich dies nachweisen. Das Mittel der Monzonitanalysen Nr. 3 bis 9 ergibt $c/fm = 0 \cdot 64$, bei den Gleichenberger Gesteinen Nr. 1 bis 5 und II bis IV ergibt sich im Mittel $c/fm = 0 \cdot 85$. Vielleicht hängt damit zusammen, daß bei den Monzoniten Hornblende häufig auftritt, während in Gleichenberg das Mineral nicht zu finden ist.

Nach Romberg's[1]) Darstellung der Eruptionsfolge haben in Predazzo die jüngsten Eruptionen atlantischen Charakter. Im Gleichenberger Gebiet fehlen solche Gesteine. Es sei aber daran erinnert, daß die jungpontischen oststeirischen Basalte atlantische Gesteine sind, deren Chemismus, soweit man bei den wenigen Analysen sagen kann, mit theralithischen Magmen übereinstimmt. Es sei nur kurz erwähnt, daß z. B. der Nephelinbasanit vom Steinberg mit einem Monchiquit vom Val Deserta auf der Südseite des Mulatto chemisch nahezu identisch ist.[2] Die entsprechenden Projektionswerte lauten:

	alk	*al*	*fm*		*k*		
Nephelinbasanit, Steinberg..	15·5	25·5	35	24	0·22	0·52	104
Monchiquit, Val Deserta	15	24·5	34·5	25·5	0·26	0·44	104

c) Sardinien.

P. Niggli[3] hat darauf hingewiesen, daß bei den ähnlichen tektonischen Verhältnissen zu erwarten wäre, daß in Gleichenberg ähnliche magmatische Differentiationen auftreten wie auf Sardinien. Wenn man die in Niggli's Arbeit angegebenen Hauptprojektionswerte sardinischer Eruptiva überblickt, erkennt man, daß sowohl sauere als auch basische Gesteine durch zahlreiche Analysen vertreten sind, daß aber für Gesteine von mittlerer Zusammensetzung (ξ ca. 50 bis 60) nur wenige Analysen vorliegen. Die Analysen der saueren Gesteine zeigen sehr starke Streuung. Relativ *k*-reiche Phonolithe und Trachyte, durch verhältnismäßig niedere *si*-Zahlen ausgezeichnet, treten auf. Von ihnen sind durch wesentlich höhere *si*-Zahlen und niedrigeren *c* und *al*-Gehalt die Comendite unterschieden. Nach der *si*-Zahl stehen weiters zwischen den beiden Gruppen Liparite, Trachydacite und Trachyandesite, die bei etwa gleich hohen *al*-Werten durch größeres *c* ausgezeichnet sind. Es wurde schon von Niggli hervorgehoben, daß bei den sardinischen Gesteinen mit höherem *si* die *k*-Zahlen meist zwischen 0·35 und 0·50 liegen. Zum Vergleich mit den Gleichenberger Gesteinen seien

---

[1] J. Romberg u. C. Burri, l. c., p. 118.

[2] Vgl. Angel, Gesteine der Steiermark, l. p. 120, Analyse Nr. 3, und Romberg-Burri, l. c., p. 121, Analyse Nr. 41.

[3] P. Niggli, l. c., Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1922, *2*, 253.

einige Beispiele aus den Analysen der letzt erwähnten Liparite, Trachydacite und Trachyandesite herangezogen. Die spärliche Literatur über die Eruptiva Sardiniens gestattet es nicht, auf geologische Fragen, wie z. B. Altersbeziehungen, näher einzugehen. Festzustehen scheint, daß die ältesten Ergüsse im NW der Insel älter als unteres Miozän sind, während die jüngeren Ergüsse wahrscheinlich postmiozänes Alter besitzen und bis in das Quartär reichen.

Die Analysen sind den Analysentabellen von Washington[1] entnommen.

1. Obsidian, Conca Cannas; Anal. H. S. Washington; l. c., p. 141, Nr. 219.
2. Liparit, Mte. Arci, Capana; Anal. H. S. Washington; l. c., p. 141, Nr. 220.
3. Perlit, Mte. Arci, Punta Brenta; Anal. H. S. Washington; l. c., p. 141, Nr. 221.
4. Liparit, Mte. di Cresia, San Antioco; Anal. A. Johnsen; l. p. 209, Nr. 319.
5. Trachydacit, Fonte sa Teula, Ittiri; Anal. F. Millosevich; l. p. 209, Nr. 321.
6. Trachydacit, Mte. Casellone, Ittiri; Anal. F. Millosevich; l. p. 209 Nr. 322.

   Trachyandesit, Fonte Corbu, Alghero; Anal. F. Millosevich; l. p. 209, Nr. 323.
8. Trachyandesit, Canigha, Alghero; Anal. F. Millosevich; l. p. 445, Nr. 86.

	1		3	4		6		8
SiO_2	74·61	73·09	70·50	70·10	69·36	67·78	63·44	58·40
TiO_2	0·08	0·38	0·47	0·10	0·54	0·43	0·75	0·41
Al_2O_3	12·68	13·80	14·28	15·77	15·93	16·51	17·03	17·94
Fe_2O_3	0·09	1·28	0·75	1·16	1·49	1·86	1·97	5·02
FeO	1·36	0·68	1·22	—	0·40	0·52	1·61	1·42
MnO	—	Sp.	0·04	—	Sp.	0·22	0·21	0·40
MgO	0·21	0·37	0·49	0·39	0·27	0·76	0·87	0·95
CaO	0·69	0·69	1·00	2·25	3·05	2·55	2·78	6·23
Na_2O	3·68	3·77	3·62	4·21	3·18	3·37	3·53	3·64
K_2O	4·77	5·36	5·28	4·08	4·29	3·82	5·31	4·68
$H_2O+110°$	1·37	0·60	2·86	1·79	0·79	2·40	3·31	1·89
$H_2O-110°$	0·04	0·72	0·10	—	—	—	—	—
P_2O_5	—	0·07	0·11	—	—	—	—	Sp.
	99·58	100·83[2]	100·72	99·85	99·30	100·22	100·81	100·98

	1		3	4		6	7	8
alk	40·5	39	36·5	34	29	26·5	28	21
al	45	45	45	47	46	45·5	41·5	35
fm	9·5	11·5	12·5	7	9	15	18	22
c	5	4·5	6	12	16	13	12·5	22
k	0·46	0·48	0·49	0·39	0·47	0·42	0·50	0·46
mg	0·19	0·26	0·31	0·42	0·22	0·36	0·31	0·22

[1] H. S. Washington, Chemical Analyses of Igneaus Rocks; Washington, U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, *99*, 1917.

[2] Dabei 0·02% ZrO_2.

	1		3	4		6	7	8
	454	405	378	353	340	317	264	192
ξ	85·5	84	81·5	81	75	72	69·5	56
η	50	49·5	51	59	62	58·5	54	57
ζ ..	45·5	43·5	42·5	46	45	39·5	40·5	43
an	0·5	0·5	0·8	1·5	2·2	2·0	1·8	2·5
ab	5·1	4·9	4·7	5·2	4·1	4·6	4·1	4·1
or	4·4	4·6	4·5	3·3	3·7	3·4	4·1	3·4
ls	0·56	0·60	0·61	0·65	0·61	0·59	0·73	0·81
fs	0·02	0·03	0·04	0·02	0·02	0·04	0·07	0·15
qs	+0·42	+0·37	+0·35	+0·33	+0·37	+0·37	+0·20	+0·04

Die unter Nr. 1 bis 4 angeführten liparitischen Gesteine Sardiniens stehen im Tetraeder (siehe Fig. 10) dem Liparit vom Schaufelgraben recht nahe, dessen Projektionspunkt in der Nähe des Mittels der vier Gesteine liegt. Von den Punkten, die den *si*-Gehalt der sardinischen Gesteine darstellen (rechts vom Tetraeder), weicht der Projektionspunkt des Gleichenberger Liparits nicht wesentlich ab. Die *k*-Zahlen sind bei den Gesteinen beider Gebiete sehr ähnlich. Ebenso die *mg*-Zahlen, wenn man bei den sardinischen Gesteinen das Mittel nimmt.

Von den Trachyten und Trachyandesiten Gleichenbergs sind die Trachydacite Sardiniens (5, 6) durch höheres ξ und höheres *si* unterschieden. Sie sind leukokrater, liegen aber, wie die Darstellung der *si*-Werte zeigt, in dem *si*-Niveau, das durch die Verbindungslinie Liparit—Trachyandesite von Gleichenberg gegeben ist. Ebensowenig zeigen sich Abweichungen in den *k*- und *mg*-Zahlen, Von den beiden angeführten Trachyandesiten ist Nr. 7 in jeder Beziehung chemisch mit dem Trachyandesit vom Nordende der Klause (V) verwandt, also leukokrater als die meisten Gleichenberger Eruptiva. Diesen entspricht sehr gut der Trachyandesit von Canigha (8), der besonders dem dunklen Trachyt vom Bärenreuther Plateau (2, III) chemisch sehr nahe steht.

Die Feldspatprojektion (siehe Fig. 11) zeigt bei den angeführten Gesteinen wieder gemeinsame Züge. Von den liparitischen Eruptiven Sardiniens zeigen Nr. 1, 2, 3 höheren Gehalt an normativem Kalifeldspat und niedrigeren Gehalt an Anorthitsubstanz als der Liparit des Schaufelgrabens. Bei Nr. 4 ist es gerade umgekehrt, so daß diese sardinischen Gesteine im Mittel dem Gleichenberger Liparit entsprechen. Die Trachydacite und Trachyandesite Sardiniens sind *an*-reicher und zeigen eine sehr ähnliche normative Feldspatzusammensetzung wie die Trachyte und Trachyandesite Gleichenbergs, sind also wie diese durch relativ hohen Gehalt an normativem Kalifeldspat charakterisiert.

In der *si*-Projektion (siehe Fig. 12) fällt von den sauersten sardinischen Gesteinen Nr. 1 mit dem Liparit des Schaufelgrabens nahezu zusammen. Die übrigen angeführten liparitischen Gesteine und auch die Trachydacite Sardiniens sind etwas ärmer an *qs*,

ihre Projektionspunkte rücken daher etwas gegen die der Trachyte und Trachyandesite Gleichenbergs, in deren Feld die Punkte der sardinischen Trachyandesite liegen. Auch hier ist wieder wie in der Tetraeder- und Feldspatprojektion Nr. 7 benachbart mit V (Trachyandesit, Nordende der Klause), während Nr. 8 im Feld der melanokrateren Gleichenberger Eruptiva liegt.

Nach dem Gesagten herrscht also kein Zweifel, daß auf Sardinien Gesteine auftreten, die den Eruptivgesteinen Gleichenbergs chemisch sehr nahe stehen. Sowohl unter den sauersten als auch unter den wenigen Gesteinen von mittleren *si*-Zahlen sind solche zu finden. Es ist daher um so bemerkenswerter, daß die Basalte Sardiniens anscheinend den oststeirischen basaltischen Gesteinen nicht sehr verwandt sind. Nach den Projektionszahlen, die Niggli[1] angibt, scheint es, daß sie einem höheren *si*-Niveau angehören, d. h. bei gleichem ξ größere *si*-Zahl, respektive bei gleicher *si*-Zahl niedrigeres ξ besitzen. Allerdings ist die Zahl von Analysen an einwandfreiem Material bei den oststeirischen Basalten noch zu gering, als daß man vollkommen sichere Schlüsse ziehen könnte. Zum Vergleich seien angeführt:

1. Magmabasalt, Fürstenfeld.[2]
2. Nephelinbasanit, Steinberg.[2]
3. Typus Analcimbasalt, Sardinien.[1]
4. Typus Basalt, Sardinien.[1]

	alk	*al*	*fm*		*k*	*mg*		
1....	11	24	45	20	0·29	0·56	107	35
2..	15·5	25·5	35	24	0·22	0·52	104	41
3....	11	17	52	20	0·14	0·65	105	28
4......	11	22	47	20	0·15	0·5	140	33

d) Siebengebirge.

Bei den untermiozänen Eruptiven des Siebengebirges spielen andesitische Eruptiva neben trachytischen und basaltischen Gesteinen eine große Rolle. Unter den andesitischen Gesteinen sind manche durch Sanidingehalt ausgezeichnet. Namentlich jener Typus, den Laspeyres[3] als Wolkenburgandesit bezeichnet, gehört hierher. Wegen des Sanidingehaltes sind diese Gesteine wohl besser als Trachyandesite zu bezeichnen. Durch H. Jung[4] wurden für 22 Analysen siebengebirgischer Eruptiva die entsprechenden Projektionszahlen berechnet. Der Tabelle Jung's sind die Werte von sechs Gesteine entnommen. Es sind solche, deren *si*-Gehalt (bezogen auf ξ)

---

[1] P. Niggli, l. c.; Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1922, *2*, 242, Tab. 23*a* u. 23.

[2] Berechnet aus F. Angel, Gesteine der Steiermark; l. c., p. 119, Analyse 2, und p. 120, Analyse 3.

[3] H. Laspeyres, Das Siebengebirge am Rhein. Verh. d. Nat.-hist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., Bonn 1900, *57*, 90.

[4] H. Jung, l. c.; Chemie d. Erde, 1927, *3*, 257.

dem der Gleichenberger Eruptiva entspricht. In der folgenden Aufzählung sind in Klammer die entsprechenden Nummern der Tabelle von Jung beigefügt.

1. (2) »Quarztrachytandesit«, Perlenhardt; Anal. Hoepfner, Diss. Münster, 1920.

   (9) Trachyandesit, Wolkenburg; Anal. Bischof; Rosenbusch, Elemente d. Gesteinslehre, 3. Aufl., 388.
3. (10) Eruptivbreccie, Perlenhardt; Anal. Hoepfner, Diss., Münster, 1920.
4. (12) Andesitischer Trachyt, Remscheid; Anal. Greiffenberg; Laspeyres, l. c., p. 320.
5. (13) Andesit, Bruderkunzberg; Anal. W. Bruhns, Verh. d. Nathist. Ver. d. preuß. Rheinl. u. Westf., 1896, *53*, 48.
6. (14) Andesit, Bruderkunzberg; wie 5.

Nach der *si*-Zahl würde auch der Andesit, Grube Horn (19), hierher passen. Der Grund, daß ich ihn nicht anführe, ist die für das sanidinführende Gestein auffallend niedrige *k*-Zahl ($k = 0 \cdot 10$), die vielleicht auf Fehler bei der Alkalibestimmung zurückzuführen ist. Da in den Tabellen von H. Jung die Analysen selbst nicht angegeben sind,[1] mir aber einzelne der Quellen nicht zugänglich sind, muß ich mich darauf beschränken, die Projektionswerte allein anzuführen. Die Zahlen für die Feldspat- und *si*-Projektion sind aus den Werten bei Jung berechnet.

	1		3	4	5	6
alk	28·5	23	22	25·5	20·5	23·5
al	42	37·5	37·5	32·5	28·5	29·5
fm	18	25·5	27·5	25	34·5	32·5
c	11	14	13	17	16·5	14·5
/fm	0·61	0·55	0·47	0·68	0·48	0·45
k	0·41	0·30	0·44	0·49	0·35	0·34
mg	0·33	0·18	0·40	0·36	0·31	0·37
si	266	235	191	177	176	174
ξ	70·5	60·5	59·5	58	49	53
η	53	51·5	50·5	49·5	45	44
ζ	39·5	37	35	42·5	37	38
an	1·6	2·3	2·3	1·2	1·6	1·1
ab	5·0	5·4	4·3	4·5	5·5	5·9
or	3·4	2·3	3·4	4·3	2·9	3·0
ls	0·73	0·71	0·83	0·95	0·79	0·88
fs	0·07	0·11	0·14	0·19	0·25	0·24
qs	+0·20	+0·18	+0·03	−0·14	−0·04	−0·12

Gesteine, die dem Liparit von Gleichenberg vergleichbar wären, fehlen im Siebengebirge. Zu den *si*-reichsten Eruptiven gehört das als »Quarztrachytandesit« bezeichnete Gestein von Perlenhardt,

[1] Leider hat das zur Folge, daß man keine Anhaltspunkte für die Güte der Analysen hat.

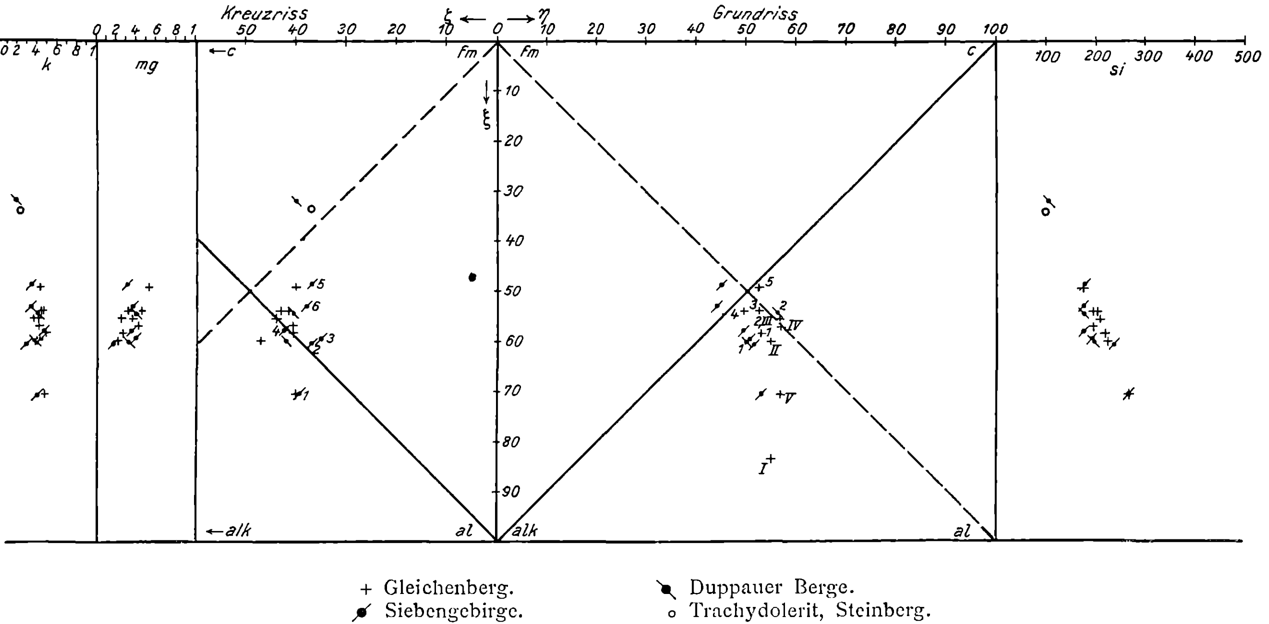

Kreuzriss
Grundriss
ξ
η
k
mg
c
fm
al
alk
si
+ Gleichenberg.
Siebengebirge.
Duppauer Berge.
o Trachydolerit, Steinberg.

Fig. 13.

dessen Projektionspunkt in der Tetraederprojektion (siehe Fig. 13) dem des Trachyandesites vom Nordende der Klause (V) recht nahe liegt. Die übrigen angeführten Siebengebirgsgesteine entsprechen in ihren ξ-Werten der Hauptmasse der Gleichenberger Trachyte und Trachyandesite. Fast durchwegs zeigen die Gesteine des Siebengebirges höhere *fm*- und niedrigere *c*-Zahlen als die Gleichenberger Gesteine mit ähnlichen ξ-Werten. Im Konzentrationstetraeder erkennt man dies daran, daß im Grundriß die siebengebirgischen Gesteine etwas links, im Kreuzriß etwas rechts von den Gleichenberger Eruptiven zur Darstellung gelangen. Auch in der untenstehenden Fig. 14 kommt dieser Unterschied zwischen den beiden Gesteins-

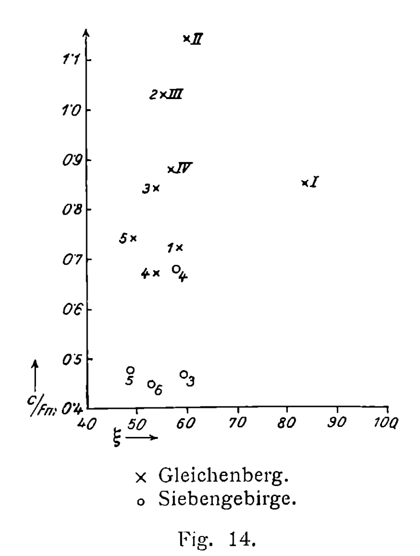


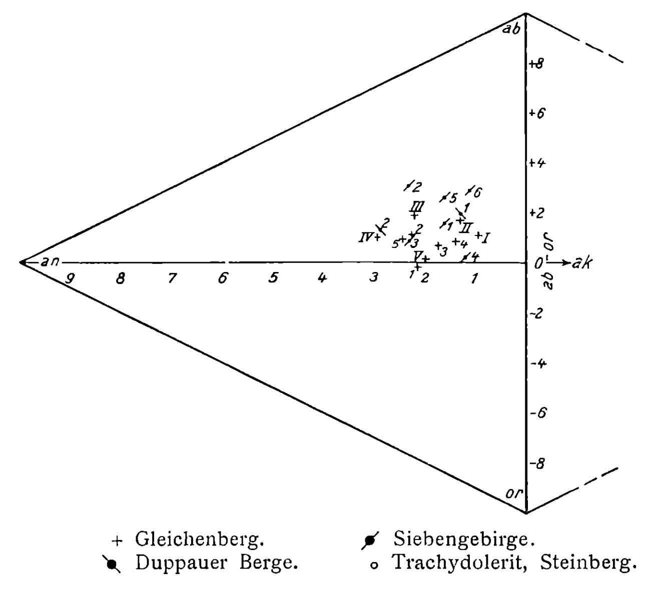
Fig. 14.

reihen deutlich zum Ausdruck. Es scheint mir damit in Zusammenhang zu stehen, daß bei den siebengebirgischen Gesteinen Hornblende als dunkler Gemengteil neben Pyroxenen häufig zu finden ist, während sie in Gleichenberg fehlt.

Die *si*-Werte der angeführten Siebengebirgsgesteine fallen zum Teil in das gleiche *si*-Niveau wie die der Eruptiva von Gleichenberg (1, 2, 5), zum Teil sind sie etwas niederer (3, 4, 6), doch sind dann die Unterschiede nicht groß. Es sei bei dieser Gelegenheit darauf hingewiesen, daß Laspeyres[1] an dem gleichen Material, das Greifenberg analysierte (4), Kontrollbestimmungen vornahm und einen höheren SiO_2-Gehalt erhielt (58·77% gegen 57·38%). Die *k*-Zahlen sind bei den angeführten Gesteinen des Siebengebirges im Durchschnitt etwas niederer als bei den Gleichenberger Eruptiven (besonders bei 2, 5, 6), doch sind auch hier die Unterschiede nicht bedeutend.

[1] Laspeyres, l. c., 320.

Im Feldspatdreieck (siehe Fig. 15) erkennt man, daß die normative Feldspatzusammensetzung der trachyandesitischen Gesteine des Siebengebirges wie bei den Gleichenbergern durch relativ hohen Gehalt an Kalifeldspatsubstanz ausgezeichnet ist. Nr. 1 und 3 (Gesteine von Perlenhardt) fallen ganz in das Gleichenberger Feld, Nr. 4 (andesitischer Trachyt von Remscheid) ist noch etwas *or*-reicher als die *or*-reichsten Gleichenberger Gesteine, doch ist auch die Alkalibestimmung dieses Gesteines nicht sehr sicher, da eine zweite Analyse von Güttes, am gleichen Material ausgeführt, eine niedrigere *k*-Zahl (0·39) ergibt. Aus dieser zweiten Analyse folgt, ohne Berücksichtigung des Kieselsäuremankos, als Zusammensetzung des Normfeldspates: $an = 0 \cdot 6$, $ab = 5 \cdot 8$, $or = 3 \cdot 6$. Der *or*-Gehalt ist



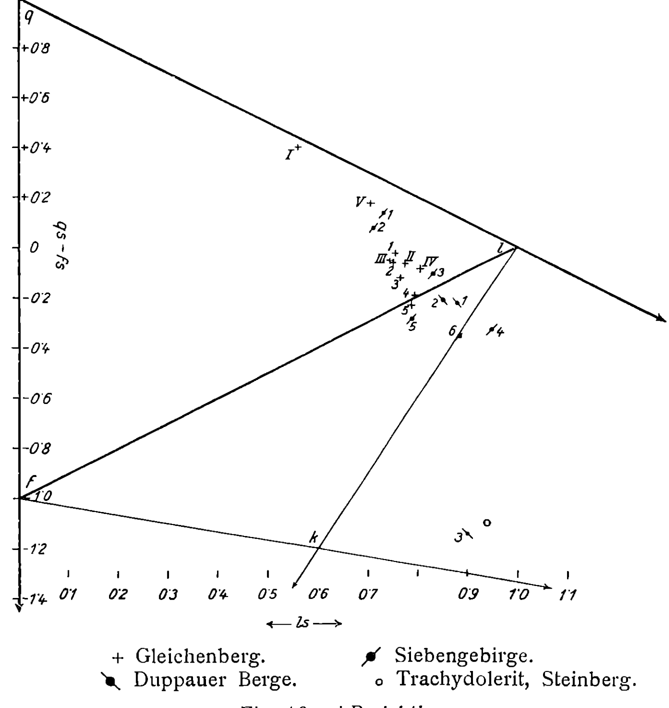
\+ Gleichenberg. Siebengebirge.
Duppauer Berge. o Trachydolerit, Steinberg.

Fig. 15. Feldspatprojektion.

der der Gleichenberger Gesteine, doch ist weniger »*an*« und mehr »*ab*» vorhanden. Auch die Gesteine von Bruderkunzberg (5, 6) zeigen eine ähnliche Abweichung im Normfeldspat und besitzen bei ähnlichem Gehalt an normativem Kalifeldspat mehr Albit- und weniger Anorthitsubstanz. Der Projektionspunkt des Trachyandesits Wolkenburg (2) rückt von dem Gleichenberger Feld mehr gegen die Linie *an*—*ab* hin. Die Analyse ergibt also einen kleineren *or*-Gehalt (bei ähnlichem Normplagioklas). Ich möchte auf diese Abweichung aber keinen besonderen Wert legen, da die Analyse des Gesteins mit ihrer Summe weit unter 100 (99·13) nicht sehr vertrauenerweckend ist.

Die *si*-Projektion (Fig. 16) zeigt unverkennbar gemeinsame Züge bei Siebengebirgs- und Gleichenberger Gesteinen. Die Gesteine

von Perlenhardt (1, 3) liegen im Gleichenberger Feld. Auch der Trachyandesit Wolkenburg (2) liegt ihm recht nahe. Von den Gesteinen von Bruderkunzberg liegt 5 den melanokratesten Trachyandesiten Gleichenbergs (4, 5) sehr nahe, während 6 bei etwa gleichem Verhältnis *fs ls* durch den größeren negativen Wert von *qs* mehr von der Linie *fl* abrückt. Besonders weit in das Gebiet der Gesteine mit negativen Werten für *qs* rückt Nr. 4 vor. Dieser Punkt liegt sogar schon außerhalb des Dreiecks *f o l*, so daß man im Mineralbestand Feldspatvertreter erwarten würde, die aber nicht beobachtet wurden. Ich sehe auch darin einen Hinweis darauf, daß die Analyse des Gesteins vielleicht fehlerhaft ist.



+ Gleichenberg. Siebengebirge.
Duppauer Berge. o Trachydolerit, Steinberg.

Fig. 16. *si*-Projektion.

Zusammenfassend kann man sagen, daß im Siebengebirge Trachyandesite von ähnlichem Chemismus wie bei Gleichenberg vorkommen. Einige der ausgewählten Gesteine (2, 4) weichen in manchen Beziehungen etwas stärker ab. Es scheint aber, daß diese Abweichungen durch fehlerhafte Analysen vorgetäuscht werden. Es sei nur kurz erwähnt, daß im Siebengebirge auch Eruptiva auftreten, die, wie schon Jung[1] erwähnt, der pazifischen Reihe angehören. In erster Linie sind da die Andesite des Froschbergs zu nennen, die sich durch niedere *k*-Zahlen und beträchtlich höheres *si* bei

[1] H. Jung, l. c., Chemie d. Erde, 1927, *3*, 267.

ähnlichem ξ von den besprochenen Gesteinen wesentlich unterscheiden.

Unter den jungen Eruptivgesteinen in Deutschland sind die des Siebengebirges die einzigen, die den Gleichenberger Eruptiven chemisch nahe kommen. Relativ hohe *k*-Zahlen zeichnen auch die Gesteine des Laacher Seegebietes aus, doch sind diese, wie ein Blick in die Tabellen von Jung (l. c., p. 280) zeigt, viel kieselsäureärmer als die Eruptiva Gleichenbergs. Gesteine mit gleichem *si* wie im Gleichenberger Gebiet haben daher viel höhere ξ-Werte.

Laacher See.[1]

			k
Trachyt .... (6)	230	85·5	0·34
Heller Trachyt .... (8)	205	83	0·35
Grauer Trachyt. ....(13)	197	85	0·36
Bimsstein ....(17)	191	81	0·31
Noseanphonolith ....(22)	170	81·5	0·45

Gleichenberg.[2]

			k
Trachyt .... (II)	222	60	0·40
Trachyandesit .... (3)	200	54	0·46
(4)	193	54	0·45
(5)	173	49·5	0·44

e) Duppauer Gebirge.

Chemisch mit den Gleichenberger Trachyandesiten verwandte Gesteine treten auch am Rande des Krystallins gegen das Sedimentgebiet des inneren Böhmens im Duppauer Gebirge auf. Von den vorhandenen Analysen dieses Eruptivgebietes seien folgende angeführt:

1. Trachyandesit, Tscheboner Berg: Anal. A. Krehan, Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1912, *62*, 37.

   Trachyandesit, Oberwohlau; Anal. A. Krehan, Jahrb. d. Geol. Reichsanst., Wien 1912, *62*, 36.

3. Theralith, Duppau; Anal. H. Tertsch; F. Bauer, Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1903, *22*, 281.

	1		3
SiO_2	56·37	52·76	44·42
TiO_2	1·56	1·79	1·63
Al_2O_3	16·65	18·22	13·33
Fe_2O_3	5·67	3·13	9·14
FeO	0·43	2·64	6·35
MgO	1·54	1·95	5·74
CaO	4·32	5·97	10·60

[1] In Klammer die Nummern aus der Tabelle von Jung.
[2] In Klammer die Analysennummern dieser Arbeit.

	1	2	3
Na_2O	4·65	3·60	5·60
K_2O	4·54	3·84	1·81
H_2O	3·39 [1]	5·54 [1]	1·75
P_2O_5	1·07	1·64	0·35
S................	—	—	0·18
	100·19	101·08 [2]	100·90 [3]
alk	26	19·5	14
al	34	35	18
fm	24	24·5	42
c	16	21	26
k	0·39	0·41	0·19
mg	0·33	0·40	0·46
si	195	174	103
ξ.................	60	54·5	32
η....	50	56	44
ζ............	42	40·5	40
an	1·3	2·9	1·2
ab	5·3	4·2	7·1
or	3·4	2·9	1·7
ls	0·88	0·85	0·90
fs	0·17	0·18	0·62
qs	−0·05	−0·03	−0·52

Die Stellung der Projektionspunkte im Konzentrationstetraeder (siehe Fig. 13) zeigt, daß die Werte *alk*, *al*, *fm*, *c* der Duppauer Trachyandesite denen der Gleichenberger Trachyte und Trachyandesite sehr nahe kommen. Dabei entspricht der Trachyandesit vom Tscheboner Berg (1) mehr den leukokraten, der von Oberwohlau (2) mehr den melanokraten Typen. Auch die *k*- und *mg*-Zahlen sind außerordentlich ähnlich. Ein Unterschied macht sich durch die etwas niedrigeren *si*-Zahlen bemerkbar. Die Duppauer Trachyandesite gehören wie manche siebengebirgische einem etwas niedrigeren *si*-Niveau an. Der Duppauer Theralith ist beträchtlich melanokrater. Ein Vergleich mit den Projektionswerten oststeirischer Basaltgesteine z. B. des Trachydolerits vom Steinberg[4] zeigt, daß der Theralith diesen Gesteinen verhältnismäßig nahe steht.

	alk	*al*	*fm*	*c*	*k*	*mg*	*si*
Trachydolerit, Steinberg	12·5	21·5	41·5	24·5	0·24	0·55	99

Im Feldspatdreieck (Fig. 15) liegen die Trachyandesite des Duppauer Gebirges an dem dem Eckpunkt *or* abgewendeten Rand des Gleichenberger Feldes. Der Gehalt an normativem Kalifeldspat entspricht also dem der *or*-ärmeren Gleichenberger Gesteine. Der

[1] Glühverlust.
[2] Im Original steht 100·08.
[3] » » 100·35.
[4] J. Stiny, Gesteine vom Steinberge bei Feldbach. Verh. d. Geol. Bundesanst., 1923, 137.

Duppauer Theralith weicht durch seinen hohen Gehalt an normativem Albit, respektive Nephelin von den Trachyandesiten stark ab. Sein Gehalt an Normorthoklas ist viel geringer und wieder vergleichbar dem Trachydolerit vom Steinberg, der allerdings mehr Anorthitsubstanz besitzt ($an = 2 \cdot 6$, $ab = 5 \cdot 6$, $or = 1 \cdot 8$ gegen $an = 1 \cdot 2$, $ab = 7 \cdot 1$, $or = 1 \cdot 7$ beim Theralith).

In der *si*-Projektion (siehe Fig. 16) zeigt sich der geringere *si*-Gehalt der Trachyandesite des Duppauer Gebirges durch die negativen Werte für *qs*. Die Projektionspunkte liegen im Teildreieck *f l o* und etwas weiter vom Eckpunkt *q* entfernt als die Mehrzahl der Gleichenberger Gesteine. Das Verhältnis *fs ls* ist bei den Trachyandesiten beider Gebiete ungefähr das gleiche. Darin drückt sich ihre Verwandtschaft aus. Bei Gesteinen einer typisch atlantischen Reihe würden ähnlichen Werten von *qs* höhere *ls*- und niedrigere *fs*-Werte entsprechen, d. h. die Projektionspunkte würden näher gegen *l* rücken. Bei ähnlichem Verhältnis *fs ls* aber wären noch höhere negative Werte für *qs* zu erwarten (siehe Gesteine des Böhmischen Mittelgebirges, Fig. 9, p. 516). Der Duppauer Theralith als typisch atlantisches Gestein ist durch hohe negative *qs*-Zahl (Nephelingehalt) ausgezeichnet. Auch in der *si*-Projektion steht er den basaltischen Gesteinen Oststeiermarks recht nahe, wie der Vergleich mit den Projektionswerten des Trachydolerits vom Steinberg ergibt.

	ls	*fs*	*qs*
Trachydolerit, Steinberg	0·94	0·58	−0·52
Theralith, Duppau	0·90	0·62	−0·52

Die Trachyandesite des Duppauer Gebirges sind also mit den Gleichenberger Trachyten und Trachyandesiten chemisch verwandt. Sie stehen gleich manchen siebengebirgischen Eruptiven atlantischen Gesteinen etwas näher als die Gleichenberger. In den Projektionen erkennt man dies an dem etwas niedrigeren *si*-Niveau, an dem relativ niedrigem Gehalt an normativem Kalifeldspat und an der ein wenig höheren negativen *qs*-Zahl, verglichen mit den entsprechenden Werten der Gleichenberger Trachyandesite. Nach Krehan[1] gehören die Trachyandesite der Duppauer Berge zu den älteren Ergüssen, während die basaltischen und tephritischen Gesteine, denen sich der Theralith als Tiefengestein angliedert, jünger sind. Diese jüngeren Gesteine zeigen die charakteristische Zusammensetzung atlantischer Reihen. Das Alter und auch der Chemismus der in den Duppauer Bergen auftretenden Phonolithe sind noch nicht genügend bekannt. Nach Krehan gehören sie zu den älteren Ergüssen. Eine gewisse Parallelität zwischen den oststeirischen und den Duppauer Eruptiven liegt darin, daß zu den älteren Ergüssen Trachyandesite, zu den jüngsten typisch atlantisch entwickelte, basaltische Gesteine gehören.

---

[1] A. Krehan, Die Umgebung Buchau bei Karlsbad i. B.; Jahrb. der Geol. Reichsanst., 1912, *62*, 41.

IV. Zusammenfassung und Schluß.

Das vorsarmatische Eruptivgebiet von Gleichenberg ist vorherrschend aus Trachyandesiten und Trachyten aufgebaut, neben denen der Liparit des Schaufelgrabens an Masse sehr zurücktritt. Die Unterscheidung zwischen Trachyten und Trachyandesiten ist rein nach dem Mineralbestand; die Trachyte führen reichlich Sanidineinsprenglinge, die bei den Trachyandesiten zurücktreten oder fehlen. Das immer wieder zu beobachtende Vorhandensein von Sanidin, zumindest in der Grundmasse, ebenso das häufige, öfters reichliche Auftreten von Olivin rechtfertigen die Bezeichnung Trachyandesit und verbieten die Bezeichnung Andesit.

Die chemischen Unterschiede sind gering, nur der Liparit weicht durch seine engadinitische-aplitgranitische Zusammensetzung von den übrigen normalsyenitisch bis normalmonzonitisch zusammengesetzten Gesteinen stark ab. Trachyte und Trachyandesite stehen sich so nahe, daß auf Grund der Analysen allein eine Unterscheidung nicht möglich ist. So wie der Mineralbestand ist auch der Chemismus der Gleichenberger Eruptiva ein sehr charakteristischer. Besondere Kennzeichen sind relativ niedere *si*-Zahlen, relativ hohe *k*-Zahlen, im Mineralbestand durch den häufigen Olivingehalt und den regelmäßigen Sanidingehalt wiedergespiegelt. Die neuen Analysen vervollständigen das Bild, das die alten Analysen gegeben haben, insbesondere gegen die melanokrate Seite. Deutlich läßt sich erkennen, daß die pazifischen Andesite sich von den Gleichenberger Eruptiven abtrennen, wie Vergleiche mit ungarischen Andesiten und den Eruptiven der Kleinen Antillen zeigen. Echte Andesite haben vor allem niedrigere *alk*-Zahlen, daher niedrigeres ξ, dabei aber ungefähr gleich hohe *si*-Zahlen. Sie liegen also in einem höheren *si*-Niveau. In der *si*-Projektion kommt dies dadurch zum Ausdruck, daß die pazifischen Andesite kleinere *ls*- und höhere *qs*-Werte besitzen. Auch die niedrigeren Werte für *k* bei den pazifischen Andesiten sind ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal. Sie sprechen sich auch in dem wesentlich geringeren Gehalt an normativem Kalifeldspat aus.

Die Gleichenberger Eruptiva unterscheiden sich also von Gesteinen der pazifischen Reihe sehr deutlich. Aber auch von den Gesteinen der atlantischen Reihe (im Sinne Becke's), wie sie z. B. im Böhmischen Mittelgebirge vorliegen, weichen sie ab, da diese vor allem bei gleichem ξ noch wesentlich niedrigere *si*-Zahlen oder mit anderen Worten bei gleichem *si* weniger *fm* und *c* besitzen. In der *si*-Projektion spricht sich dies durch die Werte für *qs* aus, die schon bei kleinen Werten für *fs* nur wenig über Null, meist sogar negativ sind. Schränkt man den Begriff atlantisch mit Niggli ein auf entsprechende Gesteinsreihen mit Natronvormacht, so kommt als weiteres Unterscheidungsmerkmal von den Gleichenberger Eruptiven noch die niedrigere *k*-Zahl hinzu, die im Feldspatdreieck einen

höheren Gehalt an normativem Albit, respektive Nephelin verursacht. Atlantische (im Sinne Becke's) Gesteinsreihen mit hohen *k*-Zahlen werden von Niggli als mediterrane Reihen abgetrennt. Die *k*-Zahlen hierher gehöriger Gesteine sind meist über 0·5, wie z. B. bei den nach Niggli typisch mediterranen Gesteinen der romanischen Provinz,[1] also höher als die *k*-Zahlen der Gleichenberger Eruptiva, von denen sie auch wieder die niedrigeren *si*-Zahlen (bei gleichem ξ) unterscheiden.

Die Zwischenstellung der Eruptivgesteine Gleichenbergs zwischen der pazifischen und der atlantischen Reihe (im Sinne Becke's), die Becke[2] schon vor Jahren betonte, ist durch die neuen Analysen bestätigt worden. Sie ist sogar bei dem *si*-reichen Liparit des Schaufelgrabens erkennbar, wenn man ihn etwa mit den pazifischen Rhyolithen Ungarns vergleicht. Legt man die Dreiteilung der magmatischen Provinzen, wie Niggli sie vorschlägt, zugrunde, so ergeben die relativ hohen *k*-Zahlen deutlich eine Zwischenstellung zwischen den pazifischen und mediterranen Gesteinsgesellschaften.

Chemisch ähnliche Zusammensetzung wie bei den Gleichenberger Eruptiven findet man bei den Trachyten der Fruska-Gora, bei den Gesteinen von Predazzo und denen von Sardinien, weiters im Siebengebirge und in den Duppauer Bergen. Um die genannten Gebiete mit Gleichenberg geologisch-tektonisch zu vergleichen, fehlen die dazu notwendigen Unterlagen noch sehr. Einige Hinweise seien kurz gegeben. Niggli[3] hat auf Grund der alten Analysen aus dem Gleichenberger Gebiete die Ansicht ausgesprochen, daß in Oststeiermark eine »Übergangs- oder Mischprovinz vorliegt, wie auf den Columbretes, auf Sardinien oder den Äolischen Inseln. — — — Vorläufig läßt sich nur feststellen, daß beiderorts ähnliche tektonische Verhältnisse vorliegen, die vermutlich zu ähnlicher Magmadifferentiation führten«. Tatsächlich geben auch die neuen Analysen eine Verwandtschaft zwischen den sauren und sauersten Gesteinen von Gleichenberg und Sardinien, die sich anscheinend aber nicht auf die basaltischen Gesteine Oststeiermarks und Sardiniens erstreckt.

Die Gesteine von Predazzo, namentlich etwas saurere Monzonite, haben ebenfalls große Ähnlichkeit mit den Trachyandesiten Gleichenbergs. Dort finden sich auch jüngere Eruptiva, die mit den oststeirischen Basalten chemische Ähnlichkeiten aufweisen. Predazzo liegt ähnlich wie Gleichenberg nach L. Staub[4] am Innenrand einer Beugung der Alpenkette im Streichen, allerdings im Gebiete der

---

[1] Siehe z. B. die Projektionswerte bei P. Niggli, l. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1922, *2*, Tab. 16, 17, 18!

[2] F. Becke, Vortragsbericht; Tscherm. Min.-Petr. Mitt., 1903, *22*, 386.

[3] P. Niggli, l. c., Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 1922, *2*, 253.

[4] L. Staub, Der Bau der Alpen; Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Bern 1924, N. F., *52*.

Dinariden, denen aber, wie Burri[1] sich äußert, in bezug auf das alpine Orogen, Rücklandscharakter zukommt.

Die Trachyte der Fruska-Gora sind mit den Gleichenberger Gesteinen chemisch nahezu identisch. Sie liegen ähnlich wie die Gleichenberger am Rande der pannonischen Innensenke.

Am Rande eines Gebirges gegen die Ebene, allerdings eines Gebirges von weit höherem Alter, liegt auch das Duppauer Gebiet, dessen zu den älteren Ergüssen gehörige Trachyandesite denen von Gleichenberg ziemlich nahekommen, während die jüngeren basaltischen Gesteine, zu denen auch der Theralith magmatisch gehört, den oststeirischen Basalten chemisch nahestehen.

Die geologische Stellung der Siebengebirgsgesteine weicht noch mehr von der Regel ab, daß Übergangsprovinzen zwischen pazifisch und mediterran vornehmlich am Rande des Orogens lokalisiert sind. Die nur teilweise einer solchen Übergangsprovinz zuzuordnenden Gesteine erscheinen weit in das alpine Vorland vorgeschoben und daher weit von der Orogengrenze entfernt.

In der vorliegenden Arbeit ist nur sehr wenig auf die basaltischen Gesteine der Oststeiermark eingegangen worden. Erst wenn unsere Kenntnis von diesen jüngsten Eruptivgesteinen Steiermarks in petrographischer und chemischer Richtung gründlicher sein wird, wird es möglich sein, die Beziehungen zum Gleichenberger Gebiet genauer zu verfolgen.

---

[1] J. Romberg u. C. Burri, Neue Beiträge zur Petrographie von Predazzo und Monzoni; N. Jahrb. f. Min. etc., 1928, Beilg.-Bd. 58, Abt. *A*, 138.

Tafelerklärung.

Fig. 1. Gerundeter Plagioklaseinsprengling mit Sanidinsaum und parallel orientierten Sanidineinschlüssen. Längs eines Risses dringt Sanidin tief in den Plagioklas ein. Der Sanidinsaum ist mit der Grundmasse verwachsen. Aus Hypersten führenden Augittrachyandesit vom Nordfuß der Kogeln (Nr. 4). Nikols gekreuzt, Vergr. 26.

Fig. 2. Iddingsit nach Olivin. Hülle senkrecht γ, Kern parallel zur optischen Achse getroffen. Die Umgrenzung entspricht (110) von Olivin. Aus Biotitaugittrachyt vom Plateau Bärenreuth, Steinbruch der Marienburg (Nr. 2). Nikols gekreuzt, Vergr. 125.

Fig. 3. Links von der Mitte Hypersthen als Kern (dunkelgestellt) in einem Einsprengling von diopsidischem Augit. Am Rande rechts ein Plagioklas mit Sanidinsaum. Aus hypersthenführenden Augittrachyandesit vom Nordfuß der Kogeln (Nr. 4). Nikols gekreuzt. Vergr. 36.

Fig. 4. Blasenraum mit doppelbrechendem Cristobalit im Innern, der von innen nach außen von radial angeordnetem Tridymit, Opal, radialfaserigem Delessit mit Opal umgeben wird. Aus rotem Biotitaugittrachyandesit vom obersten Eichgraben (Nr. 3). Nikols gekreuzt, Vergr. 35.

Marchet A.: Zur Petrographie der vorsarmatischen Ergußgesteine bei Gleichenberg in Oststeiermark. Tafel I

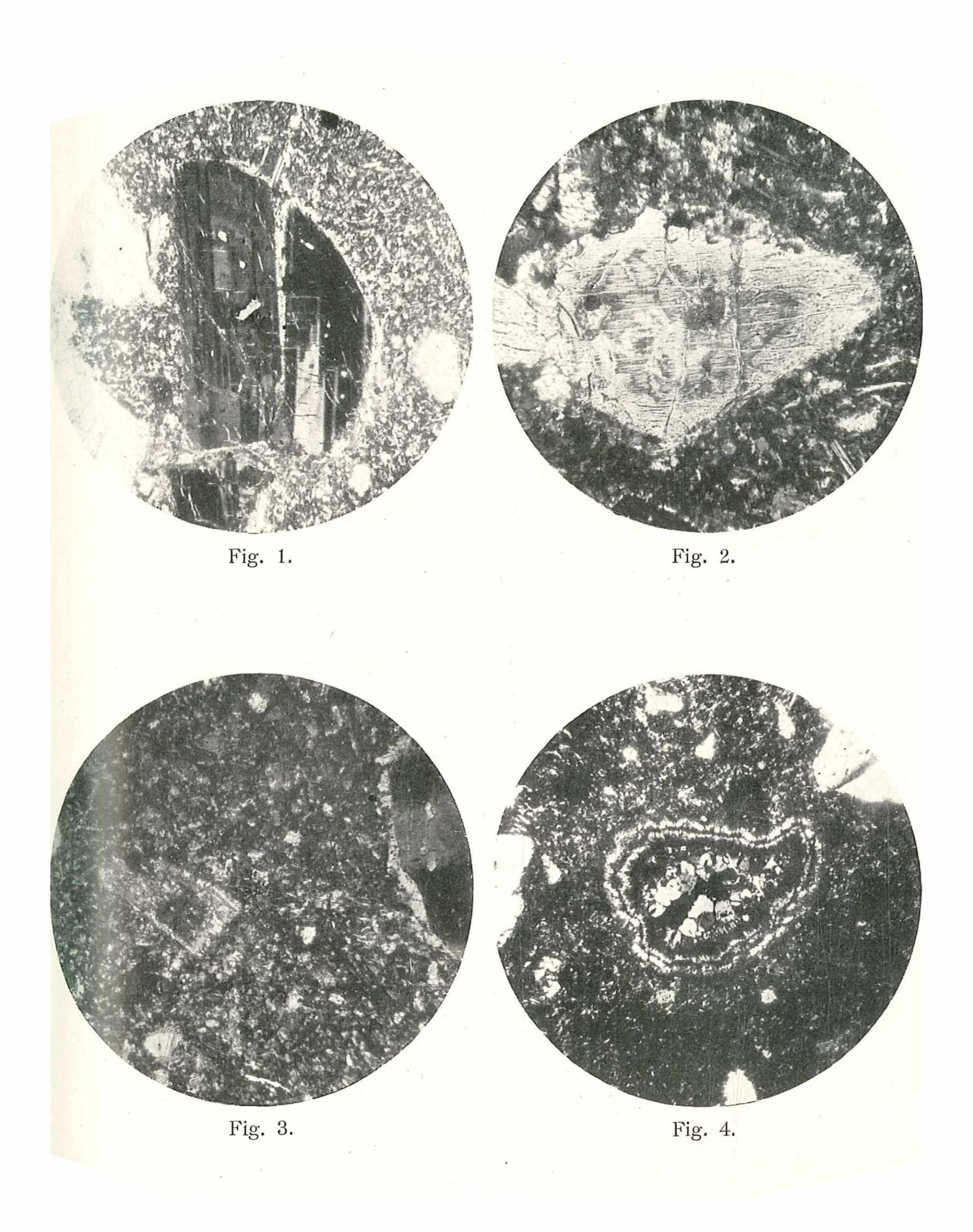


Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.